

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова
Геологический факультет

**В. В. Авдонин, В. Е. Бойцов,
В. М. Григорьев, Ж. В. Семинский,
Н. А. Солодов, В. И. Старостин**

Учебник для
высшей школы

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2-е издание, дополненное и исправленное

Рекомендовано Министерством общего и профессионального образования Российской Федерации в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых»

76

**Москва
Трикста
2005**

**Москва
Академический Проект
2005**

ЗРС
М-53Б

УДК 553.3/.4-553.5/.9
ББК 26.341
М 53

К 250-летию Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ПРОГРАММА «КУЛЬТУРА РОССИИ» (ПОДПРОГРАММА «ПОДДЕРЖКА ПОЛИГРАФИИ И КНИГОИЗДАНИЯ РОССИИ»)

Рецензенты:
Кафедра месторождений полезных ископаемых и их разведки Российского университета дружбы народов и д-р г.-м.н. проф. А. Б. Веймарн

Главный редактор В. И. Старостин
Ответственный редактор В. В. Авдонин

М 53 **Месторождения металлических полезных ископаемых** / В. В. Авдонин, В. Е. Бойцов, В. М. Григорьев и др. — 2-е изд., испр. и доп. — М.: Академический Проект, Трикста, 2005. — 720 с. — (*«Gaudeamus»*).

ISBN 5-8291-0509-8 (Академический Проект)
ISBN 5-902358-43-4 (Трикста)

В учебнике описаны промышленные типы месторождений черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Для каждого металла приведены историко-экономические данные, сведения по геохимии и минералогии, промышленным типам месторождений и металлогении. Охарактеризованы наиболее представительные месторождения России и зарубежных стран.

Учебник состоит из шести разделов. Раздел I. «Черные металлы» составлен В. М. Григорьевым; раздел II. «Цветные металлы» — В. М. Григорьевым (алюминий и магний) и В. В. Авдониным (никель, кобальт, медь, свинец и цинк, олово, вольфрам, молибден, висмут, ртуть и сурьма); раздел III. «Редкие металлы» — Н. А. Солодовым; раздел IV. «Благородные металлы» — Ж. В. Семинским; раздел V. «Радиоактивные металлы» — В. Е. Бойцовым, раздел VI. «Металлогения» — В. И. Старостиным.

Для студентов геологических специальностей вузов и геологов, занимающихся исследованием, поисками и разведкой [illegible] торий, рудных месторождений и геологичем рудников.

Научная библиотека МГУ
37006838

ISBN 5-8291-0509-8
ISBN 5-902358-43-4

УДК 553.3/.4-553.5/.9
ББК 26.341

© В. В. Авдонин, В. Е. Бойцов, В. М. Григорьев, Ж. В. Семинский, Н. А. Солодов, В. И. Старостин, 2005
© МГУ им. М.В. Ломоносова, художественное оформление, 2005
© Академический Проект, 2005
© Трикста, 2005

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. [illegible]
МГУ
37006838

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Первое издание учебника вышло в 1998 г. небольшим тиражом и быстро разошлось. При подготовке настоящего, второго издания в книгу был внесен ряд исправлений и дополнений. В соответствии с современными данными уточнена характеристика минерально-сырьевой базы. Выполнена корректировка некоторых глав, включены новые иллюстрации. Учебник пополнился списком бассейнов и месторождений, упомянутых и описанных в тексте. В книге с различной степенью детальности охарактеризованы 128 месторождений и еще свыше 480 послужили объектами типизации и фигурируют в качестве примеров.

Второе издание дополнено новой главой «Металлогения», составленной В.И. Старостиным. В нем на основании современных теорий образования и эволюции Земли описаны закономерности формирования металлогенических провинций и рудных поясов. Дана количественная оценка рудного потенциала земной коры на разных этапах ее развития. Рассмотрены основные проблемы общей, исторической и региональной металлогении.

Сведения о состоянии ресурсов и запасов заимствованы из ежегодных выпусков «Минеральные ресурсы мира» (ВНИИЗарубежгеология) и обзорных статей, опубликованных в последние годы.

Авторы учли ценные замечания профессоров: Н.Н. Трофимова, А.В. Дружинина (УДН), К.А. Савко, И.К. Коваль (Воронежский университет), В.Ф. Рудницкого, Е.В. Мартьяновой (Уральская гос. горно-геол. академия), А.Ф. Коробейникова, И.В. Кучеренко (Том-

ский политехнический университет), Н.С. Скрипченко, В.И. Щеглова (Южно-Российский гос. технический университет), докторов и кандидатов геолого-минералогических наук К.К. Золоева, М.С. Рапопорт, В.Я. Левина, С.И. Мармиль (Уральская геолого-съемочная экспедиция), опубликованные в печати или присланные авторами.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий учебник составлен для студентов геологических специальностей, изучающих промышленные типы месторождений металлических полезных ископаемых. Поскольку предшествующий курс геологии полезных ископаемых освещает условия образования месторождений полезных ископаемых и их генетическую классификацию, в данном учебнике эти вопросы не рассматриваются.

Под промышленным месторождением принято понимать участки земной коры, в которых в результате геологических процессов произошло накопление минерального вещества, отвечающего современным требованиям промышленности по качеству и количеству запасов, технологическим свойствам, горнотехническим условиям, и экономически выгодное для эксплуатации. Под промышленным типом понимаются основные «поставщики» данного вида минерального сырья в мировом балансе или в масштабе страны.

Рудопроявление — недостаточное по запасам или качеству скопление полезного ископаемого в земной коре, технологически, горно-технически или экономически невыгодное для разработки.

К месторождениям рудных или металлических полезных ископаемых относятся такие виды минерального сырья, которые перерабатываются плавкой с целью извлечения металлов. Они являются объектами переработки черной и цветной металлургии и рассматриваются в настоящем учебнике.

В соответствии с программой курса в учебнике дан обзор месторождений по металлам. Разделы учебника освещают промышленные типы черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, в кото-

рых описаны месторождения 56 металлов и их сообществ.

Описание месторождений каждого металла унифицировано. Вначале сообщаются сведения об истории освоения и областях применения, запасах, добыче, ценах на сырье, требованиях промышленности к качеству руд и масштабу запасов месторождений. Далее освещается геохимия и минералогия данного металла, характеризуются промышленные типы месторождений и приводятся их примеры, а также сведения о металлогенических эпохах и провинциях.

На территории Земли выявлено более 20 тыс. месторождений металлических полезных ископаемых. Описать даже малую их часть в учебнике невозможно. Поэтому авторы ограничились наиболее представительными примерами месторождений металлических полезных ископаемых России и зарубежных стран. При этом предпочтение отдавалось наиболее полно изученным и представляющим наибольший промышленный интерес месторождениям. Кроме уникальных по запасам и высокому качеству руд месторождений приведено краткое описание второстепенных, а также перспективных промышленных типов месторождений.

Учебник составлен на основе курса промышленных типов месторождений металлических полезных ископаемых, который читается авторами в Московской государственной геологоразведочной академии, Московском государственном университете и Иркутском государственном политехническом университете, а также личного опыта авторов в изучении различных типов рудных месторождений.

Настоящий учебник составлен в соответствии с основными положениями и идеями, заложенными в «Курсе рудных месторождений», составленном коллективом авторов под руководством академика В. И. Смирнова, выдержавшем два издания (1981 и 1986) и переведенном на английский (1983) и болгарский (София: Наука и искусство, 1986) языки.

Раздел I ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

К черным металлам относятся железо и добавляемые к нему в процессе плавки марганец, хром, титан и ванадий, необходимые для получения продукции металлургии.

ЖЕЛЕЗО

Начало применения железа относится к IV – III тысячелетиям до н. э., когда люди подбирали метеориты и делали из них украшения, орудия труда и охоты. Железные кольца в то время ценились дороже золотых, а железную ось для колесницы могли позволить себе только египетские фараоны.

В I тысячелетии до н. э. начали выплавлять железо из руд, на смену бронзовому веку пришел век железа. С развитием металлургии мелкие печи, в которых плавились бурые железняки на древесном угле, сменились домнами, выплавляющими чугун из разнообразных руд сначала на древесном угле, а с XIX в. — на каменном угле и коксе. Из чугуна научились выплавлять сталь, а в XX в. начали получать высококачественные нержавеющие, твердые, магнитные, кислото- и щелочноупорные стали путем добавления легирующих добавок — Mn, Cr, Ti, V, Ni, Co, B, W, Mo, Nb, Ta и др.

Чугун обладает литейными свойствами, сталь — прочностью, легко поддается холодной и горячей обработке. Дешевые виды сырья и способы получения больших количеств металла, способность принимать любые формы в процессе металлообработки обеспечили широкое применение чугуна и стали.

Потребление черных металлов с XVI в. до середины XX в. возросло в 5 тыс. раз. Общий вес черных метал-

лов, заключенных в машинах, оборудовании, сооружениях, транспортных средствах, предметах домашнего обихода, сейчас составляет около 6 млрд т. Производство товарных железных руд в настоящее время превышает 1 млрд т. Ведущую роль в их потреблении играют Япония, Россия, Украина, Китай, США, ФРГ и Бразилия.

В недрах 95 стран общие запасы железных руд оцениваются в 300 млрд т. Наибольшими запасами обладают Россия, Австралия, Китай, Бразилия, Украина и США (50—15 млрд т). Железные руды добывают 55 стран, наибольшую добычу осуществляют Бразилия, Китай, Австралия, Россия, Украина, Индия, США, Канада и ЮАР (от 200 до 30 млн т в год).

Цена товарной железной руды (65% Fe) — 17—28 долл/т с доставкой в порт назначения. К уникальным относятся месторождения железных руд с запасами в миллиарды тонн, к крупным и средним — в сотни миллионов тонн, к мелким — в десятки миллионов тонн. Уникальные месторождения насчитываются десятками, крупные — сотнями, мелкие — тысячами.

Для производства чугуна применяют железные руды с содержанием (в %): железа — более 30—50; и вредных примесей: серы — менее 0,3, фосфора — менее 0,2, цинка, свинца, мышьяка и меди — менее 0,1 каждого. По величине коэффициента основности (К. О.), отношения суммы содержаний оксидов кальция и магния к сумме оксидов кремния и алюминия, железные руды и их концентраты подразделяются на кислые (К. О. — менее 0,7), самофлюсующиеся (К. О. — 0,7—1,1) и основные (К. О. — более 1,1). Лучшими являются самофлюсующиеся руды; кислые руды по сравнению с основными требуют введения в доменную шихту повышенного количества известняка в качестве флюса. По кремневому модулю (отношение содержаний оксида кремния и оксида алюминия) ограничиваются использованием железных руд с модулем ниже 2.

Для руд, подвергающихся обогащению, в зависимости от запасов, условий залегания, качества и комплексности (наличия попутных минералов и элементов), нижнее содержание железа в руде (кондиционное) устанавливается в пределах от 14 до 25%. Если

руды или концентраты содержат большое количество серы, их агломерируют (спекают), а сера при этом удаляется. При высоком содержании фосфора в рудах его переводят в шлак, последний используют для получения минеральных фосфорных удобрений.

Богатые железные руды (с содержанием железа более 57%, кремнезема — менее 5, серы и фосфора — менее 0,15 каждого) идут на получение стали в мартеновское, бессемеровское или конверторное производство, минуя доменный процесс. Самые богатые по содержанию железа руды (более 68%), с малым содержанием кремнезема (менее 2), серы и фосфора — (менее 0,01 каждого) и всех остальных примесей (менее 3,3) используют для получения металлизированных окатышей, а последние перерабатывают в сталь электроплавкой.

Геохимия и минералогия

Известно четыре изотопа железа (^{54}Fe, ^{56}Fe , ^{57}Fe, ^{58}Fe), из них превалирует ^{56}Fe. Железо — самый распространенный после алюминия металлический элемент земной коры. Его среднее содержание в земной коре (кларк) равно 4,65% мас. Повышенные концентрации (до двух кларков) наблюдаются в ультраосновных, основных и средних интрузивных, а также некоторых метаморфических породах. Коэффициент концентрации железа, представляющий отношение среднего содержания металла в промышленных рудах к его кларку, низкий (около 10).

Железо обладает двумя устойчивыми валентностями: соединения Fe^{2+} связаны преимущественно с эндогенными процессами, а Fe^{3+} — с экзогенными.

Эндогенные магматические концентрации железа отмечены в основных и средних породах, а также генетически связанных с ними постмагматических продуктах. Экзогенные концентрации железа характерны для осадочных пород и кор выветривания ультраосновных пород. Железо мигрирует в эндогенных условиях, вероятно, в виде хлоридов, а в экзогенных — в форме бикарбонатов, сульфатов и гуминовых соединений. Гидроксид трехвалентного железа является конечным продуктом природных соединений железа, попадающих в зону окисления.

Известно более 300 минералов железа. Промышленные минералы: магнетит Fe_3O_4 (железа — 72,4%), мартит (псевдоморфоза гематита по магнетиту) и гематит Fe_2O_3 (70%), бурые железняки — природные гидроксиды железа — гетит (FeO·OH) и гидрогетит (FeO·OH nH_2O) в смеси с гидроксидом кремнезема и глинистым веществом (48 – 63%), сидерит $FeCO_3$ (48,3) и сидероплезит Mg, Fe/CO_3 (45,1), силикаты железа — шамозит и тюрингит (27 – 38).

Типы промышленных месторождений

Железорудные месторождения промышленного значения разнообразны. Они известны среди образований эндогенной, эндогенно-экзогенной и экзогенной серий. Из них выделяют: магматические, карбонатитовые, скарновые, метаморфизованные, вулканогенные гидротермальные, вулканогенно-осадочные, кор выветривания и осадочные, эксфильтрационные.

Магматические месторождения

Титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые месторождения известны в России — в Карелии (Пудожгорское), на Урале (Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское, Копанское и др.). Горном Алтае (Харловское), в Читинской области, на трассе БАМ (Чинейский массив); за рубежом — в США (Тегавус), Норвегии (Телнесс), Швеции (Таберг), Танзании (Лиганга) и др.

Рудные тела представляют собой зоны концентрированной вкрапленности с шлировыми и жило-линзообразными обособлениями титаномагнетита в интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой, габбровой, габбро-диабазовой и габбро-анортозитовой формаций.

Основным рудным минералом месторождений этой группы является титаномагнетит со структурой распада твердого раствора, представляющего собой магнетит с тонкопластинчатыми вростками ильменита. В подчиненном количестве присутствуют зерна магнетита, ильменита и шпинели. Сопутствующими минералами служат породообразующие минералы вмещающих пород — оливин, пироксены, амфиболы, серпентин и др.

Руды характеризуются промышленным содержанием железа, ванадия, иногда титана, низким содер-

жанием серы и фосфора (сотые доли процента) и рассеянной платины.

Качканар. Находится в Исовском районе Свердловской области. Рудоносный Качканарский габбро-пироксенитовый плутон занимает площадь около 110 км^2. Он имеет изометрическую форму и относится к типу лакколитов (рис. 1).

Вмещающими породами у восточных границ плутона являются плагиоклазовые порфириты и эффузивные диабазы силура, у западных — слюдяные и крем-

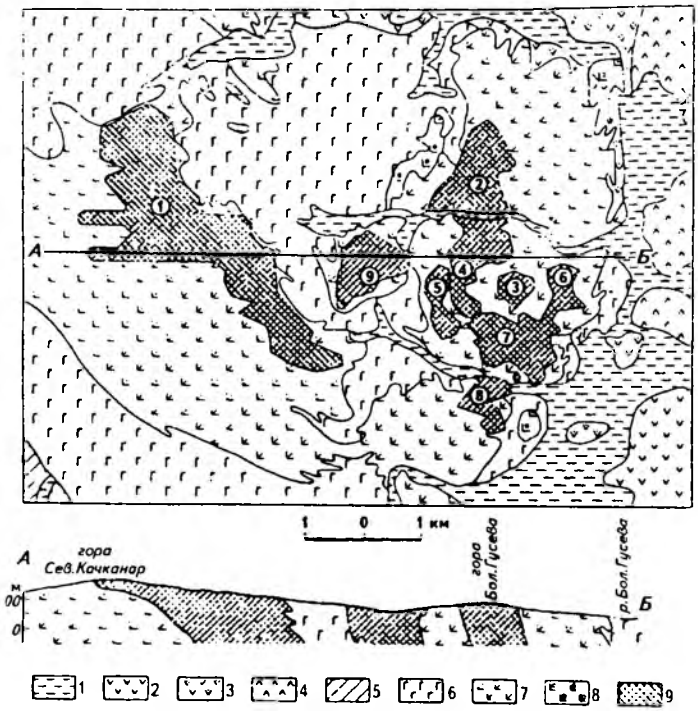


Рис. 1. Схема геологического строения района титаномагнетитовых месторождений Гусевогорского и Качканарского (по З. Рупасовой).

1 — аллювий; 2 — порфириты; 3 и 4 — амфиболиты; 5 — хлоритовые и другие сланцы ордовика; 6 — габбро; 7 — пироксениты; 8 — горнблендиты; 9 — рудные залежи; ① — месторождение Качканар; ②—⑨ — участки Гусевогорского месторождения

нистые сланцы ордовика. В северных и южных периферических частях плутона габбро сменяются амфиболитами. Пироксениты занимают половину площади интрузива и слагают два массива: Гусевогорский на востоке и Качканарский на западе.

Качканарский пироксенитовый массив, в составе которого содержатся также оливиниты и перидотиты, вытянут в северо-западном направлении на 5,5 км, средняя его ширина 3,2 км.

Гусевогорский пироксенитовый массив, частично сложенный перидотитами, горнблендитами и габбро, вытянут в меридиональном направлении на 8,5 км при ширине 1—4 км. В пределах Гусевогорского месторождения выделяется девять рудных залежей; эксплуатируется Главная и Западная залежи, площадь кондиционного оруденения которых 2 км^2. В контуре промышленного оруденения имеются слаборудные (некондиционные) и безрудные участки, обычно изометричные, площадью от 1000 до 2200 м^2. Оруденение распространяется на глубину более 600 м.

Как рудоносные, так и безрудные пироксениты пересечены большим количеством даек роговообманковых и кварцевых плагиоклазитов мощностью до 2 м, с разнообразным простиранием и падением под углами 20—90°. Рудные тела образованы вкрапленностью титаномагнетита, реже шлировыми выделениями и прожилками массивных руд в основном в пироксенитах, габбро и горнблендитах, в значительно меньшей мере в перидотитах и оливинитах. Руды подразделяются на пять природных типов: крупно- (более 3 мм), средне- (1—3 мм), мелко- (0,2—1 мм), тонко- (0,05—0,2 мм) и дисперсно-вкрапленные (менее 0,05 мм).

Основной рудный минерал — титаномагнетит — содержит 2—18% ильменита, а также изоморфную примесь ванадия в магнетите. Второстепенные рудные минералы — пирит и пирротин, редко встречаются халькопирит, пентландит, борнит, самородная платина и платиноиды. Нерудные минералы представлены пироксенами, амфиболами, оливином, серпентином, плагиоклазами, иногда эпидотом, апатитом, цоизитом, хромовой шпинелью и продуктами изменения пироксенов и амфиболов — хлоритом и биотитом.

Руды характеризуются низким содержанием железа (15—18%, кондиционное — более 14); фосфор и сера практически отсутствуют. Руды легко обогащаются магнитной сепарацией. При металлургической переработке железо-ванадиевых концентратов кроме чугуна получают ванадий путем извлечения его из конверторных шлаков. Запасы Гусевогорского месторождения 3,4 млрд т, Качканарского — 3,3 млрд т при среднем содержании железа в рудах 16,6%.

Карбонатитовые месторождения

Перовскит-титаномагнетитовые и апатит-магнетитовые месторождения в щелочно-ультраосновных интрузивах центрального типа известны в России на Балтийском щите (Африканда, Ковдор) и Сибирской платформе (Гулинский массив, Маймеча-Катунская провинция), за рубежом на Африканской платформе (Сукулу — в Уганде; Дорова — Зимбабве; Люлекоп — ЮАР).

Железные руды, в которых рудные минералы представлены титаномагнетитом и цериевым перовскитом — кнопитом, сосредоточены преимущественно в центральной части интрузивов. В интрузивах со значительным развитием карбонатитов распространены апатит-форстеритовые, флогопит-форстеритовые, апатит-кальцитовые и кальцитовые образования по ультраосновным породам. Железорудные тела в таких массивах представляют собой в основном апатит-форстеритовые породы с обильной вкрапленностью, жилами и прожилками магнетита, неравномерной вкрапленностью пирохлора и бадделеита.

Магматический генезис и последующие метасоматические воздействия наиболее вероятны для перовскит-титаномагнетитовых месторождений в интрузивах с преобладанием ультрабазитов и слабым развитием карбонатитов. Апатит-магнетитовые месторождения в интрузивах со значительным развитием карбонатитов ряд исследователей считает метасоматическими образованиями.

Ковдор находится в Кировском районе Мурманской области, приурочено к одноименному массиву ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов площадью 40 км^2. Массив представляет собой многофаз-

ный интрузив центрального типа и сложен последовательно внедрившимися оливинитами, ийолитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами, а также сложным комплексом метасоматитов и карбонатитов.

Магнетитовые руды и магнетитсодержащие породы слагают вытянутое в субмеридиональном направлении рудное тело длиной свыше 1,3 км и шириной 100—800 м, залегающее среди ийолитов и пироксенитов в юго-западной части массива (рис. 2); разведано оно до глубины 1200 м. Падение рудных тел под углом 70—90°.

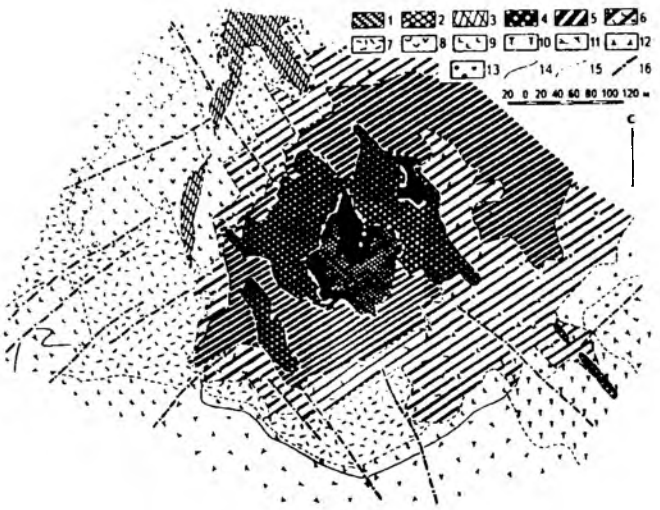


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдорского месторождения (по Е. Эпштейну и др.)
1—8 — породы карбонатитового этапа: 1 — флогопит-кальцитовые, 2 — магнетит-апатитовые, 3 — флогопит-, форстерит- и диопсид-кальцитовые, 4 — флогопит-кальцитовые и кальцит-флогопит-магнетитовые, 5 — апатит-форстерит-магнетитовые, 6 — апатит-форстеритовые, 7 — нефелин-пироксеновые, 8 — нефелин-пироксен-волластонитовые; 9—13 — породы ийолитового этапа: 9 — ийолит-мельтейгиты, 10 — фениты пироксен-нефелиновые, 11 — фениты пироксен-калишпатовые, 12 — нефелин-пироксеновые, 13 — пироксеновые; 14 — границы интрузивных пород; 15 — границы метасоматитов; 16 — разрывные нарушения

От вмещающих ийолитов и пироксенитов рудная залежь отделена сплошной оторочкой флогопит-апатит-форстеритовых пород мощностью от 20 до 120 м. Вмещающие породы встречаются и внутри залежи в виде гнезд и линз, часто переходят в карбонатиты.

На месторождении преобладают руды с небольшим содержанием кальцита: апатит-форстерит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые и флогопит-апатит-форстерит-магнетитовые. Текстуры руд полосчатые, вкрапленные, пятнистые и массивные, структура аллотриоморфно-зернистая. Размеры зерен магнетита колеблются от 0,5—5 мм до нескольких сантиметров. Для магнетита характерно наличие включений оливина, апатита, кальцита, шпинели. Из других рудных минералов в незначительном количестве встречаются ильменит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит. Распространение сульфидов неравномерное. Магнетит отличается повышенным содержанием оксидов магния (4,7—7,9%) и алюминия (2—4,4%), за счет которых при распаде образуется шпинель. Все разновидности железных руд, а также карбонатиты содержат неравномерную тонкую вкрапленность пирохлора и бадделеита.

Среднее содержание в рудах (в % мас.): Fe — 27,5; MgO — 14; CaO — 11; P — 2,9; S — 0,3. Разведанные запасы магнетитовых руд — 540 млн т. Кроме магнетитового из руд месторождения извлекают апатитовый и бадделеитовый концентраты.

Скарновые месторождения

Скарново-магнетитовые месторождения широко распространены в России на Урале (Высокогорское, Гороблагодатское, Северо-Песчанское и др.) и Западной Сибири (Таштагольское, Абаканское, Тейское и др.), в Кустанайской области Казахстана (Сарбайское, Соколовское, Качарское и др.), в Азербайджане (Дашкесанское), а также в США, ФРГ, Чехии, Италии, Болгарии, Румынии, Китае, Японии и других странах.

Скарново-магнетитовые месторождения связаны с плагиогранитами, производными базальтовой магмы ранней стадии геосинклинального развития. По условиям образования они подразделяются на следующие формации: известково-скарновые, магнезиально-

скарновые и магнезиально-известково-скарновые, скаполит-альбитовые и скаполит-альбит-скарновые, магнетитовые и гематитовые водно-силикатные.

Минеральная ассоциация месторождений известково-скарновой формации представлена минералами пироксен-салитового типа и гранатами андрадит-гроссулярового типа, а также эпидотом, цоизитом, актинолитом, везувианом, хлоритами; железорудные минералы — магнетитом, мушкетовитом, мартитом, гематитом; сульфидные — кобальтсодержащим пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и др. Поздние нерудные минералы образуют кальцитовые и кварцевые прожилки. Месторождения этой формации широко распространены на Урале, Кавказе, Алтае, в Казахстане и Средней Азии.

Магнетитовые месторождения магнезиально-скарновой формации находятся преимущественно в областях древних щитов и докембрийской складчатости. Для минеральных ассоциаций магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений характерно развитие магнезиальных силикатов — форстерита, глиноземистого диопсида-фассаита, шпинели, флогопита, серпентина. Месторождения этой формации встречаются в Кузнецком Алатау (Тейское), Горной Шории (Шерегешевское). К магнезиально-скарновым некоторые геологи (Л. Шабынин и др.) относят железорудные месторождения Якутии (Таежное и др.), другие считают их контактово-метаморфизованными осадочными образованиями (В. Перваго и др.).

Главное отличие скаполит-альбитовых и скаполит-альбит-скарновых магнетитовых месторождений — проявление интенсивного хлор-натриевого метасоматоза с образованием скаполит-альбитовых метасоматитов, замещающих алюмосиликатные породы рудного поля. Минеральные ассоциации месторождений этой формации отличаются от предыдущих наличием скаполита, альбита, реже ангидрита, большим развитием цеолитов. К месторождениям данной формации относятся самые крупные в мире месторождения скарново-магнетитовых руд Кустанайской области Казахстана — Сарбайское, Соколовское и Качарское.

Магнетитовые и гематитовые водно-силикатные метасоматические месторождения часто встречаются

в общих со скарновыми месторождениями рудных полях, но располагаются вдали от контактов интрузивов. Минеральный состав околорудных метасоматитов и руд формации водно-силикатных месторождений отражает более низкие, чем для скарновых месторождений, температуры их формирования.

В составе околорудных метасоматитов участвуют эпидот, актинолит, иногда альбит, гранаты, пироксены, хлориты, цеолиты, карбонаты, кварц. Главный железорудный минерал — магнетит, в отдельных случаях — гематит в виде железного блеска. Типичный представитель этой группы — Абаканское месторождение в Хакасии.

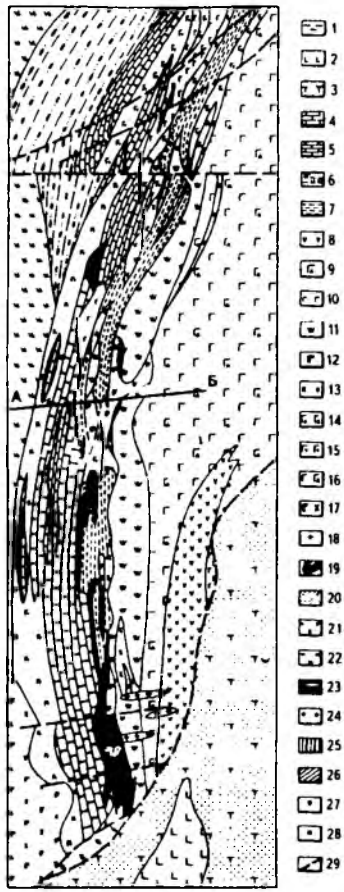
В рудах скарново-магнетитовых месторождений часто присутствует примесь кобальта, иногда бора. Состав руд способствует их легкому обогащению (магнитной сепарацией) и обеспечивает получение дешевого высокосортного концентрата с содержанием железа 48 – 65% при его извлечении 84 – 89%. При флотации хвостов магнитной сепарации получают также кобальт-пиритный и халькопиритный концентраты.

Соколовское месторождение расположено в 45 км к юго-западу от г. Кустаная, близ Сарбайского месторождения. Вмещающие нижнекаменноугольные отложения разделены на три свиты (снизу вверх): сарбайскую, сложенную вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиров, мощностью до 1500 м; Соколовскую, представленную известняками, базальтовыми микропорфирами и их туфами, мощностью до 800 м; куржункульскую, состоящую из андезито-базальтов, их туфов и туфобрекчий, мощностью до 1500 м. Выше с размывом залегают красноцветные породы (конгломераты, песчаники, алевриты) верхнего палеозоя мощностью до 400 м и песчано-глинистые мезозойские и кайнозойские отложения мощностью от 50 до 120 м. Палеозойский комплекс образует Соколовско-Сарбайскую антиклиналь, осложненную складками второго порядка и разрывными нарушениями. Соколовское месторождение приурочено к восточному крылу антиклинали, а Сарбайское — находится в западном крыле.

В соколовской свите сосредоточены наиболее мощные залежи высококачественных магнетитовых руд

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА им Горького МГУ 6В

37 СС 6838



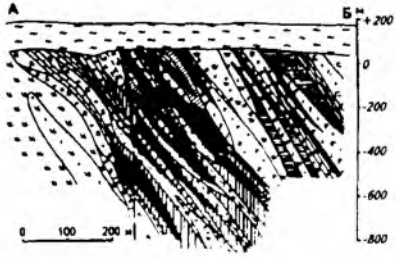


Рис. 3. Схематическая геологическая карта и разрез Соколовского месторождения (по В. Пятунину и др.)
1 — мезозойские и кайнозойские осадочные отложения;
2–18 — верхнепалеозойские и нижнекаменноугольные дорудные вулканогенно-осадочные породы (порфириты, их туфы и туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, туффиты, плагиогранит-порфиры, известняки);
19 — массивные магнетитовые руды;
20 — вкрапленные магнетитовые руды;
21–28 — альбититовые и калишпатовые метасоматиты, скарны;
29 — тектонические нарушения

района. Рудная зона прослежена разведочными скважинами на протяжении 9 км (рис. 3) при ширине 100—600 м и на глубину до 1100 м. На месторождении разведано более 240 рудных тел, прослеженных по простиранию на 100—700 м и по падению на 100—1100 м, при мощности 2—250 м. Центральные участки рудных тел сложены богатыми массивными рудами, которые к периферии постепенно переходят во вкрапленные руды.

Главные минералы руд — магнетит, скаполит, альбит, диопсид, гранат, актинолит, эпидот, везувиан, пирит, халькопирит, сфалерит, мартит, апатит и кальцит. Текстуры руд массивные, вкрапленные, полосчатые, брекчиевые и прожилковые. Богатые руды содержат в среднем (в % мас.): Fe — 55,6; S — 2,9; P — 0,07; бедные руды — Fe — 39,2; S — 2,5; P — 0,11. Запасы магнетитовых руд месторождения превышают 900 млн т. Доразведка месторождения до глубины 1500 м может привести к удвоению запасов.

Гороблагодатское месторождение расположено на северо-восточной окраине г. Кушвы Свердловской области в зоне секущего контакта диорит-сиенитового массива с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Рудовмещающие породы — порфириты, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты позднесилурийского возраста мощностью 250—540 м. На контакте с диорит-сиенитовой интрузией вмещающие породы превращены в пироксен-гранатовые и магнетитовые скарны. На месторождении выявлено 15 рудных тел, пространственно и генетически связанных с зонами скарнирования или скаполитизации. Размеры рудных тел по длине 200—930 м, по мощности 2—84 м, по падению прослежены на 530—1600 м. Форма рудных тел пласто-, реже линзообразная, залегают они согласно с вмещающими породами, образуя три рудных горизонта (рис. 4). Пострудные разрывные нарушения и вертикальные смещения значительно осложняют морфологию рудных залежей.

На месторождении выявлено два типа руд: скарновые и «оспенные». Скарновые руды сложены магнетитом, гранатом и эпидотом, оспенные — магнетитом, ортоклазом, скаполитом и пироксенами. Второстепенные минералы представлены сульфидами (пирит,

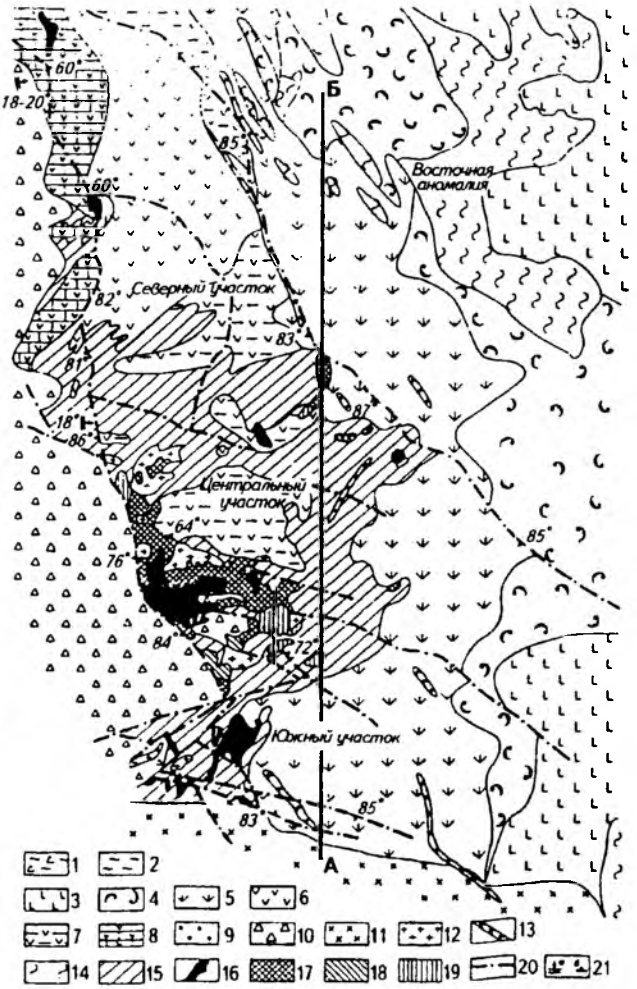


Рис. 4. Схематическая геологическая карта и продольный разрез Гороблагодатского месторождения (по Б. Алешину и др.) 1–2 — четвертичные отложения, отвалы, мезозойская кора выветривания; 3–13 — дорудные вулканические (порфириты) и вулканогенно-осадочные породы (туфы, туфоконгломераты, туфоалевролиты, сиенитовые порфиры); 14–15 — скарны пироксен-гранатовые; 16–19 — магнетитовые руды; 20 — тектонические нарушения; 21 — элементы залегания слоистости (а) и разломов (б)

халькопирит, сфалерит, галенит), кальцитом, хлоритом, альбитом и цеолитами. Наиболее распространены массивные, пятнистые, вкрапленные и полосчатые текстуры руд. В среднем руды содержат (в % мас.): Fe — 35,5; SiO_2 — 18,8; P — 0,05; S — 0,68. Запасы железных руд — 160 млн т.

Абаканское месторождение находится в Республике Хакасия на северных отрогах Западного Саяна с высотными отметками 520—870 м. Месторождение расположено на крыле антиклинали, сложенной дислоцированными крутопадающими эффузивными и туфогенно-осадочными кембрийскими породами. Рудовмещающими породами являются алевриты и песчаники с прослоями известняков. В районе отмечены интрузии плагиогранитов и пироксеновых диоритов, а также многочисленные дайки плагиогранит-порфиров, альбит-порфиров, диабазов и порфиритов. Рудовмещающие породы смяты в складки и смещены дизъюнктивными нарушениями, часто пологопадающими (рис. 5).

Разведано четыре рудных тела, имеющих протяженность по простиранию 550—1000 м, по падению — 430—1150 м при средней мощности 14—60 м. Руды сложены магнетитом, спутниками которого являются хлорит, кальцит и кобальтсодержащий пирит. Преобладает пятнистая текстура руд, встречаются массивная, полосчатая и брекчиевая. Запасы железных руд 128 млн т со средним содержанием железа 41,5% , серы — 2,36 и фосфора в рудах верхнего этажа — 0,19, нижнего — 0,7%. Прогнозные запасы до глубины 1700 м — 80 млн т.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Магномагнетитовые месторождения, парагенетически связанные с траппами, известны на Сибирской платформе, где они образуют ряд железорудных районов: Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский, Средне-Ангарский, Канско-Тасеевский, Тушусский, Бахтинский и Илимпейский. Наиболее крупные и разведанные месторождения этой группы Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и Тагарское. Месторождения залегают в палеозойских отложениях платформенного чехла. Область их распространения является той частью развития интрузивных траппов Сибирской плат-

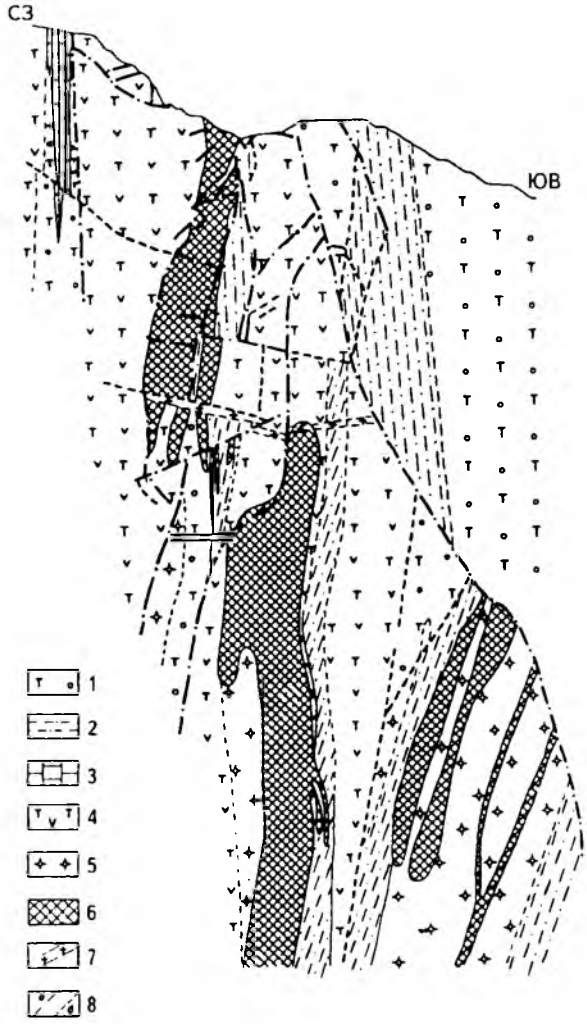


Рис. 5. Геологический разрез Абаканского месторождения (по А. Тригубович и Ю. Бондареву)
1 — туфоконгломераты и туфопесчаники; 2 — алевриты и песчаники; 3 — известняки; 4 — туфы пироксен-плагиоклазовые; 5 — метасоматические породы; 6 — магнетитовые руды; 7 — дайки кислых пород; 8 — тектонические нарушения установленные (а), предполагаемые (б)

формы, в которой нижние горизонты платформенных осадков содержат галогенные отложения. С ними связывают образование хлоридов железа и дальнейшую их миграцию в вышележащие породы.

Распределение магномагнетитовых месторождений в пределах платформы тесно связано с расположением зон разломов и интенсивного проявления траппового магматизма. Такие зоны в схеме образуют два пояса: 1) северо-западного простирания по западной краевой части трапповой области (от среднего течения р. Ангары на юго-востоке до р. Курейки на севере); 2) северо-восточного простирания, вдоль юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы.

По тектоническим разрывам и трубкам взрывов проникали растворы, вызвавшие метасоматические изменения пород и оруденение. Метасоматические процессы обусловили развитие скарноподобных и более низкотемпературных хлорит-серпентинит-карбонатных метасоматитов.

Руды представлены зонами вкрапленности в метасоматитах, жильными телами и пластообразными залежами метасоматического замещения карбонатных пород. Роль экранов при образовании пластообразных залежей играли пласты аргиллитов, тонкозернистых известняков и трапповых силлов. Рудообразующий магнетит всегда содержит изоморфную примесь магния и относится к разности магномагнетита. С увеличением глубины содержание магния в магнетите убывает.

Коршуновское месторождение находится в районе Железногорска Иркутской области, на железнодорожной магистрали Тайшет-Лена. Месторождение локализовано в чехле платформы, сложенном аргиллитами, известняками, мергелями, алевролитами, песчаниками и глинами верхнего кембрия и ордовика. Места пересечения пород крутопадающими тектоническими нарушениями заполнены туфобрекчиями и обломками вмещающих пород, подвергшимися значительным метасоматическим изменениям. Изверженные породы района представлены траппами, образующими крутопадающие дайки северовосточного, реже широтного простирания, а также пластовые тела мощностью 30 м и более, сложенные габбро-долеритами, долеритами и долеритовыми порфиритами (рис. 6).

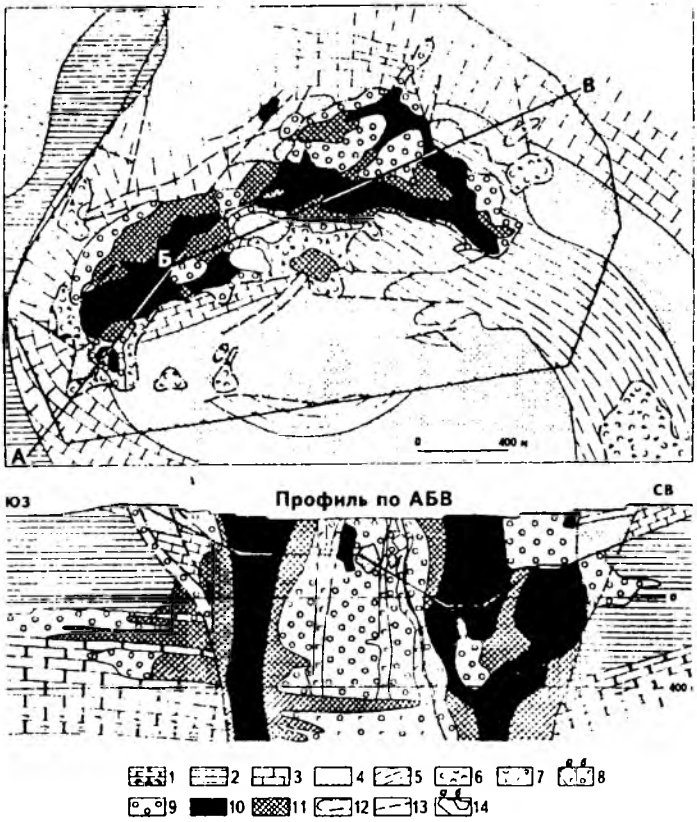


Рис. 6. Геологический план и разрез Коршуновского месторождения (по Б. Фицеву и Б. Юрченко)
1 — доломиты, ангидриты, каменная соль кембрия; 2—4 — аргиллиты, мергели, песчаники и известняки ордовика; 5—11 — породы и руды верхней перми-триаса: аргиллиты, алевролиты, туфы, габбро-долериты, долеритовые порфиры, скарны и метасоматиты; 10—11 — рядовые и бедные магнетитовые руды; 12 — эруптивный контакт; 13 — дизъюнктивные нарушения; 14 — карьер на плане (а) и в разрезе (б)

Выделяются штоко-, линзо-, пласто- и столбообразные метасоматические рудные тела в метасоматически преобразованных пирокластических породах и крутопадающие жилы сплошного магнетита. Основ-

ное рудное тело вытянуто с юго-запада на северо-восток на 2,5 км при ширине 400—600 м. Форма второго рудного тела близка к изометричной с диаметром около 500 м. На глубину рудные тела суживаются и прослежены до 1100 м.

Наиболее развиты брекчиевые и вкрапленные руды, которые связаны с околорудными метасоматическими постепенными взаимопереходами. Реже встречаются массивные и полосчатые руды. Главный рудный минерал — магномагнетит, содержащий до 6% оксида магния; второстепенный — гематит. В околорудных метасоматитах и рудах встречаются диопсид, гранат, эпидот, апатит, хлорит, кальцит, актинолит, флогопит, роговая обманка, тальк, цеолит, монтмориллонит, арагонит.

Разведанные запасы месторождения равны 260 млн т со средним содержанием железа — 27,9%, серы — 0,02% и фосфора — 0,2%.

Вулканогенно-осадочные месторождения

К месторождениям этой группы относятся Западный Каражал в Центральном Казахстане; Холзунское — в Горном Алтае, Таштагольское — в Хакасии, Терсинская группа — в Кузнецком Алатау России; Лан и Дилль — в ФРГ; Гара Джебилет и Мешери Абделазис — в Алжире. Месторождения располагаются в синклинальных зонах эвгеосинклинальных областей. У одних месторождений, например Холзунского, проявлена самая тесная связь с вулканогенными фациями вулканогенно-осадочных формаций, выражающаяся в залегании рудных пластов среди туфов и туффитов с наличием прослоев и линз вулканических пород в самом рудном пласте, а также присутствием в составе руд пирокластических частиц. В других, например Западно-Каражальском, вмещающими рудные пласты и линзы породами служат переслаивающиеся известняки, кремнисто-карбонатные яшмовидные и аргиллитовые породы, а подстилается рудоносная толща типично вулканогенно-осадочными формациями.

Рудные пласты и линзы деформированы складчатыми и разрывными дислокациями вместе с вмещающей толщей, что обуславливает их согласное залегание в складчатых структурах рудных полей. На Холзун-

ском месторождении толща прорвана гранитоидными интрузиями, вызвавшими на отдельных участках контактово-гидротермальный метаморфизм рудных залежей с образованием скарново-магнетитовых руд.

Руды сложены гематитом, в меньшей степени — магнетитом и сидеритом, в них встречаются сульфиды: пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит, а среди нерудных минералов — хлорит, серицит, кварц, халцедон, опал, доломит, анкерит, апатит, в слаборазвитых зонах окисления — мартит, гетит, гидрогетит.

Промышленное значение месторождений этой группы невелико, но если отнести к этой группе весьма крупные скаполит-альбитовые и скаполит-альбит-скарновые магнетитовые месторождения Кустанайской провинции, как это считают ряд геологов, то значение этой группы резко возрастет.

Западный Каражал. Это месторождение находится в 110 км к юго-западу от ст. Жана-Арка Карагандинской области Казахстана в Атасуйском железорудном районе. В геологическом строении месторождения принимают участие мощные свиты (до 1,5 км) эффузивных и туфогенных пород нижнего девона и такой же мощности свиты осадочных пород верхнего девона — нижнего карбона Джаильминской мульды.

Вулканогенно-осадочные породы образованы лавами трахитового и липаритового состава, сопровождающими их пирокластическими отложениями, песчаниками и сланцами. Свита осадочных пород представлена в нижней части углисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми известняками с прослоями и линзами кремнистых яшмовидных пород, эффузивов спилитового типа, их туфов и лавобрекчий, а также пластами и линзами магнетитовых, гематитовых и марганцевых руд. В средней и верхней частях разреза находятся кремнисто-глинисто-карбонатные и яшмовидные породы. До глубины 600 м породы залегают под углом 45 — 50°, далее круто погружаются. Изверженные породы представлены дайками диоритов и диоритовых порфиритов, пересекающими как вулканические, так и осадочные отложения.

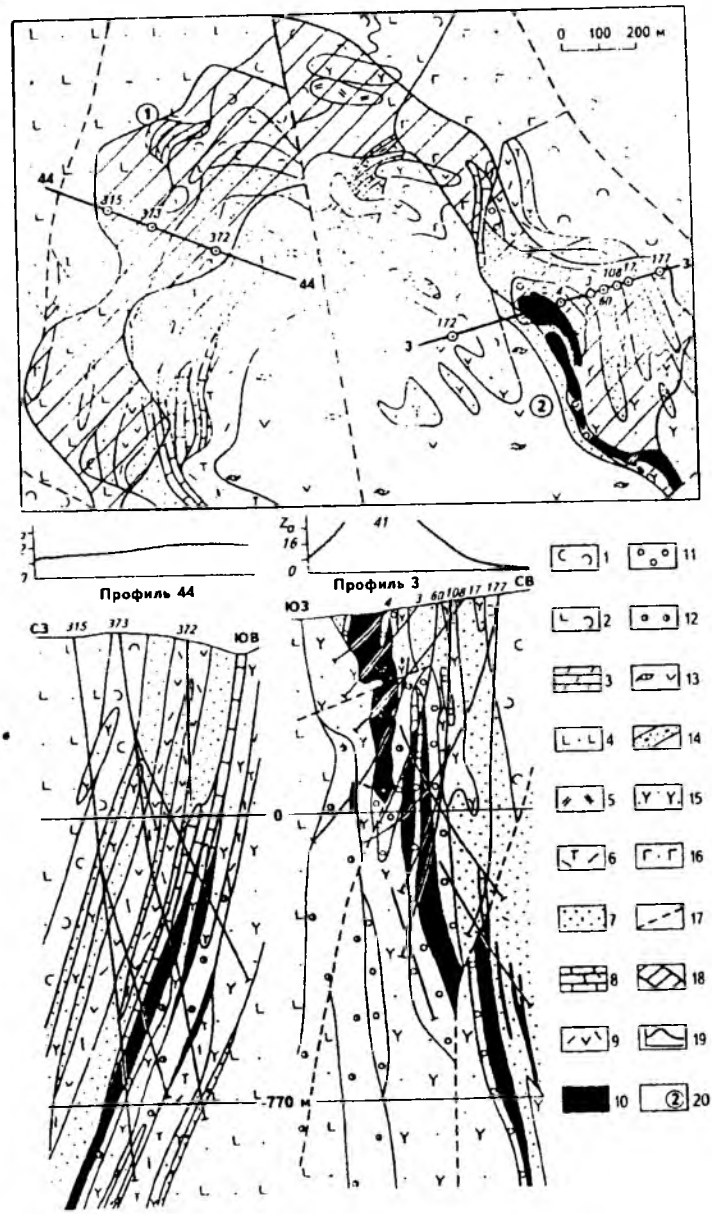
Рудная залежь образует пластообразное тело, согласно залегающее с вмещающими породами. Она

прослежена по простиранию на 6,5 км, по падению до 800 м, мощность залежи 20 — 40 м, на западном фланге мощность уменьшается до полного выклинивания. Рудный пласт залегает между углисто-кремнистыми известняками с прослоями яшм в лежачем боку и известняками с прослоями яшмовидных пород — в висячем. В нижней части рудной залежи развиты гематитовые руды, в средней — преимущественно магнетитовые и в верхней — бедные гематитовые марганцевые руды. В основании рудного пласта прослеживается тонкий марганцеворудный пласт. Такие же пласты и линзы марганцевой руды встречаются и внутри гематитовых пластов. В верхних частях месторождения выделяется зона баритизированных железных руд.

На месторождении установлено три промышленных типа руд: магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые. Первые два типа отличаются повышенным содержанием германия. Главные рудные минералы — гематит, магнетит; второстепенные — сидерит, барит, пирит; в небольших количествах встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит. В зоне окисления, прослеживающейся на несколько десятков метров, распространены мартит и гидроксиды железа. Текстуры руд полосчатые и массивные; структуры зернистые, порфиробластовые.

Разведанные запасы руд 340 млн т со средним содержанием (в % мас.): Fe — 55,5; SiO_2 — 12,4; S — 0,6; P — 0,03.

Таштагольское месторождение находится вблизи железнодорожной станции Таштагол, в 200 км к юго-востоку от г. Новокузнецка Кемеровской области. Месторождение приурочено к складчатой метаморфизованной эффузивно-осадочной толще среднего кембрия на контакте с интрузией сиенитов (рис. 7). Рудовмещающие породы состоят из туфов трахитовых порфиров, туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков и скарнов. Рудная зона прослежена по простиранию на 7,5 км при максимальной мощности от 100 до 350 м, по падению разведана на глубину до 1,7 км. Она сложена двенадцатью рудными телами линзовидной и пластообразной формы, известковыми и магнезиальными скарнами гранатового и эпидот-гранатового состава. Наиболее крупные рудные залежи имеют размеры по


0 100 200 м
44
315
373
372
44
172
3
108
17
177
3
60
Профиль 44
Профиль 3
СЗ
315
373
372
ЮВ
ЮЗ
4
3
60
108
17
177
СВ
0
-770 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

простиранию 350—1150 м, по падению — 250—1300 м при средней мощности — 40—140 м.

По минеральному составу выделяют магнетитовые, серпентин-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, карбонат-серпентин-флогопит-магнетитовые и гематитмагнетитовые руды. Преобладают серпентин-магнетитовые руды. На месторождении выделяют богатые магнетитовые руды (Fe — 45%), богатые вкрапленные скарновые руды (Fe — 30—45) и бедные вкрапленные скарновые руды (Fe — 20—30). Среднее содержание железа в рудах 44,7%, серы — 0,11, фосфора — 0,1. Разведанные запасы руд — 440 млн т. Прогнозные запасы рудного поля до глубины 1500 м могут составить до 1 млрд т.

Месторождения выветривания

Месторождения выветривания являются гетит-гидрогетитовыми (бурожелезняковыми), мартит-гидрогетитовыми зонами окисления месторождений сидеритовых и скарново-магнетитовых руд, а также ультраосновных пород. Образование зон окисления связано с эпохами древнего и современного выветривания.

Сидеритовые руды в зоне окисления переходят в смесь минералов гидроксидов железа (гетита, гидрогетита, гидрогематита, турьита), содержат также кальцит, в качестве второстепенных — псиломелан и пиролюзит, редкие — арагонит, гипс, марказит, малахит, азурит, куприт, самородную медь, скородит.

Рис. 7 (слева). Геологический план и разрезы Таштагольского месторождения

1—5 — надрудная подсвита: андезито-базальтовые и трахитовые порфириты, их туфы и туффиты, мергилистые известняки; 6—12 — рудовмещающая подсвита: туфы, туффиты, туфопесчаники, мергели, известняки (6—9), рудные тела (10), скарны и метасоматиты (11, 12); 13—14 — подрудная подсвита: лавобрекчии, туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, магнетитовые песчаники; 15 — сиенит-порфиры; 16 — габбро-порфириты; 17 — дизъюнктивные нарушения; 18 — проекция рудных тел на поверхность; 19 — графики Za (тыс. гамм) на разрезах; 20 — участки: ① — Северо-Западный, ② — Восточный

За счет скарново-магнетитовых руд возникают мартит-гидрогематитовые руды, содержащие, в зависимости от распространения в первичной руде скарновых и постскарновых силикатов и сульфидов, нонтронит, галлуазит, аллофан, бемит, кальцит, арагонит, куприт, ковеллин, малахит, азурит, хризоколлу, псиломелан, эритрин и др.

Месторождения гетит-гидрогетитовых руд являются верхней охристой зоной коры выветривания серпентинизированных дунитовых и перидотитовых массивов, которая ниже сменяется зонами силицифицирования, выщелоченных нонтронитизированных и карбонатизированных (с образованием магнезита) серпентинитов. Иногда с ними сопрягаются переотложенные руды, являющиеся озерными и морскими отложениями продуктов размыва коры выветривания. Они образуют пласты и имеют оолитовую текстуру.

Железные руды коры выветривания ультрабазитов состоят в основном из гидрогетита и примесей халцедона, опала, нонтронита, железистых хлоритов, магнезита, реликтовых акцессорных хромшпинелидов, пылеватого магнетита. Они содержат примесь хрома, никеля и кобальта и относятся к природнолегированным образованиям. Примерами подобных месторождений являются Серовское на Северном Урале, Елизаветинское на Среднем Урале, Аккермановское, Ново-Киевское, Ново-Петропавловское на Южном Урале, Малкинское на Северном Кавказе. За рубежом крупные месторождения железных руд кор выветривания ультрабазитов известны в экваториальных областях — на Кубе, Гавайских островах, Филиппинах, Гвинее, Гвиане и Суринаме.

Аккермановское месторождение, входящее в Орско-Халиловскую группу месторождений природнолегированных железных руд, расположено в 20 км к западу от г. Орска и приурочено к юго-западной краевой части Таналык-Баймакской мезозойской депрессии. Основание депрессии составляют палеозойские и более древние складчатые комплексы Урала с прорывающими их основными и ультраосновными интрузивами.

Палеозойские породы в районе месторождения представлены турнейскими кремнистыми сланцами

и сильно закарстованными визейскими известняками. На палеозойских породах и заключенных среди них серпентинитах развита триас-юрская кора выветривания. На известняках и кремнистых сланцах с резким несогласием лежат юрские континентальные отложения, состоящие из щебенистого делювия, песков, глин и галечников и включающие два рудных горизонта — нижний сидеритовый и верхний гетит-гирогетитовый.

Рудные тела нижнего горизонта пластообразные, в рудах наблюдаются выклинивающиеся глинистые прослои. Мощность рудной толщи в центральной части около 35 м, к периферии она уменьшается. Толща сложена сидерит-глинистыми и сидерит-гидрогетитовыми оолито-брекчиевыми рудами, сидерит которых в разной степени окислен. Отложения верхнего рудного горизонта заполняют карстовые впадины в известняках, в связи с чем мощность рудных тел резко изменчива и колеблется от 1 до 50 м, в среднем 14 м. Частично верхний горизонт лежит на слабо закарстованных известняках и глинах, имея правильную пластовую форму. Верхний горизонт сложен охристо-глинистыми, кусковато-щебенистыми (состоящими из обломков, конкреций и жеод), конгломерат-оолитовыми и галечными гидрогетит-гидрогематитовыми рудами.

В аккермановских рудах кроме гидроксидов железа и сидерита отмечены железистые хлориты, нонтронит, марганцевые минералы, карбонаты, гипс, барит, пирит, кварц, халцедон, опал, гидрослюды, глинистые минералы и содержащие легирующие примеси никеля, кобальта, хрома, минералы (ревденскит, никелевый нонтронит, асболан, эритрин, хромшпинелиды).

В сидеритовых рудах в среднем содержится (в % мас.): Fe — 27,1; Ni — 0,29; Cr — 1,43. Среднее содержание железа в гидрогетит-гидрогематитовых рудах 32%. Среди них выделены руды I сорта с содержанием железа более 35%, никеля — около 0,4%, хрома — более 1%. Разведанные запасы руд 158 млн т.

Осадочные морские месторождения

Сидеритовые (в зоне окисления бурожелезняковые) пластовые месторождения с небольшими запасами известны в морских терригенно-карбонатных отложениях в Комарово-Зигазинском и Катав-Ивановском

районах западного склона Южного Урала, в древнем ядре герцинского антиклинория. Они залегают в протерозойских сланцево-карбонатных отложениях.

Гематитовые месторождения в терригенно-карбонатных отложениях известны в Ангаро-Питском железорудном бассейне на правобережье нижнего течения р. Ангары. Рудные залежи являются прибрежными фациями верхнепротерозойских геосинклинальных отложений. За рубежом подобные месторождения известны в США (Клинтон в Аппалачах), в Африке (Бафинг-Бакойский бассейн в Мали) и Северной Австралии.

Платформенные морские месторождения сидерит-лептохлорит-гидрогематитовых бобово-оолитовых руд в карбонатно-терригенных отложениях представлены мезозойско-кайнозойскими железорудными бассейнами — Западно-Сибирским в России, Аятским — в Казахстане и Керченским — на Украине. Рудоносные формации входят в состав свит чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (Западно-Сибирский и Аятский бассейны) или краевого прогиба области альпийской складчатости (Керченский бассейн).

Пологозалегающие рудные пласты принадлежат к прибрежно-морским фациям юрского, позднемелового, палеогенового и неогенового возрастов. В Керченском и Аятском бассейнах по одному рудному пласту, в Западно-Сибирском — до четырех пластов при средних мощностях 2—20 м. Рудные пласты лежат на подстилающих слоях с некоторым размывом и сами подвергаются частичному размыву при отложении осадков кровли.

Руды сложены в основном оолитами различных размеров гидрогетитового, гематитового, лептохлоритового или сидеритового состава, обломками оолитов и песчано-глинистого материала, сцементированных теми же минералами, которые образуют и оолиты. Встречаются линзы сидерита, прослои вмещающих песчано-глинистых пород.

В Западно-Сибирском и Аятском бассейнах проявляется характерное изменение минерального состава руд по направлению от бывшей береговой линии в сторону моря: гидрогетит постепенно уступает место лептохлоритам. На Аятском месторождении, кроме того, наблюдается более поздняя сидеритизация гидрогети-

товых и лептохлоритовых руд, которую связывают с регрессией мелового моря с образованием замкнутых лагун.

За рубежом месторождения данной формации представлены Лотарингским бассейном минеттовых (мелкооолитовых) руд площадью 1100 км^2, расположены в основном на территории Франции, частично в ФРГ, Бельгии и Люксембурге. К ним относится также месторождение Кливленд в Великобритании. Значительно развиты они и в Китае.

Керченский железорудный бассейн характеризуется двумя типами месторождений морских платформенных осадочных оолитовых железных руд киммерийского возраста. Первый тип месторождений приурочен к крупным тектоническим брахисинклинальным структурам — мульдам; второй тип, выделенный Е. Шнюковым, связан с ложнотектоническими структурами — компенсационными прогибами в зоне развития грязевого вулканизма, так называемыми «вдавленными синклиналями».

Во всех мульдах и прогибах рудный пласт среднекиммерийского возраста подстилается известняками понтического яруса или глинами нижнекиммерийского яруса и покрывается глинами с примесью песчанистого и алевролитового материала верхнекиммерийского яруса. Мощность рудных пластов в центральных частях месторождений 25—40 м, а в краевых снижается до 0,5 м (рис. 8, 9).

Главные типы руд — «табачные» и «коричневые». Эти руды, согласно исследованиям Н. Андреевой, рассматриваются как седиментационные-диагенетические. Второстепенными (малораспространенными) являются манганосидерит-родохрозитовые конкреционные и марганцево-железистые «икряные» — руды, отличающиеся от коричневых повышенным содержанием марганца.

Главные минералы табачных руд — гидрогетит, алюмогетоид и смектит, а также карбонаты манган-сидерит-родохрозитового ряда. В обломках оолитов часто встречаются кварц и полевой шпат, реже наблюдаются фосфаты (вивианит и керченит), гидроксиды марганца (псиломелан, вернадит, пиролюзит) и пирит. Редкой находкой является реальгар.



Рис. 8. Схема расположения брахисинклиналей и компенсационных прогибов Керченского п-ова (по Ю. Юрку, Ю. Лебедеву и О. Кириченко)
1 — площади распространения «табачных» руд; 2 — площади распространения «коричневых» руд

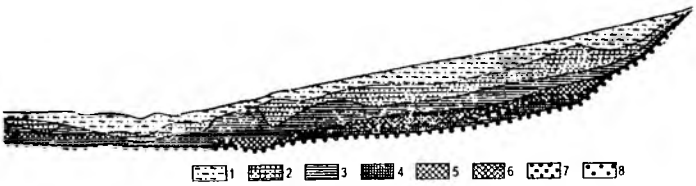


Рис. 9. Поперечный геологический разрез Камыш-Бурунской мульды (по Ю. Юрку, Ю. Лебедеву и О. Кириченко)
1 — известковые суглинки; 2 — глины песчанистые; 3 — глины; 4–6 — железные руды (4 — «табачные», 5 — «коричневые», 6 — «икрянные»); 7 — глины песчанистые, пески глинистые с обилием створок раковин; 8 — ракушечники глинистые в кровле сидеритизированные

Главные минералы коричневых руд — гидрогетит и смектит, второстепенные — псиломелан, пиролюзит, гипс, арагонит, кальцит, пирит, керченит, кварц, полевой шпат и глауконит. Основные текстуры руд — оолитовая и пизолитовая. В коричневых рудах содержится (в % мас.): Fe — 37,5; MnO — 3,0; V_2O_5 — 1,19; P — 1,0; S — 0,06; As — 0,13.

Запасы железных руд главнейших месторождений Керченского бассейна — 1,5 млрд т, в том числе 560 млн т коричневых руд.

Лотарингский железорудный бассейн локализован в пяти мульдах. Рудоносная песчано-карбонатная толща мощностью 10 — 60 м с 4 — 12 рудными пластами мощностью 1 — 6 м перемежается с безрудными породами той же мощности. На востоке бассейна рудоносная толща выходит на поверхность и погружается на запад, где она прослежена скважинами до глубины 800 м. Подстилается песчаниками и перекрывается мергелями юрского возраста.

Железные руды мелкооолитового строения (0,25 — 1 мм в диаметре) сложены гетитом, стильпносидеритом (гель оксида железа с повышенным содержанием фосфора), железистыми хлоритами и сидеритом. В рудах содержатся (в % мас.): Fe — 31 — 36; P — 0,6 — 1,8; Mn — 0,5; S — 0,01 — 0,4. Главное промышленное значение имеет хорошо выраженный во всех мульдах «серый пласт» мощностью 3 — 9 м, сложенный рудами с карбонатным легкоплавким цементом в отличие от других пластов, где цемент кремнистый и руды тугоплавкие. Общие запасы руд бассейна — 2 млрд т.

Морские россыпи

В пляжевых песках вдоль побережья Камчатки и Курильских островов наблюдается обогащение магнетитом до глубины 4 — 5 м. На Камчатке обогащенные пески залегают в морских террасах. В Ручарском месторождении на о. Итуруп пляжевый песок содержит до 7,5% железа, при обогащении дает руду с содержанием железа 48%, оксида титана — 8,2%, оксида ванадия — 0,23%. Прогнозные ресурсы этой провинции составляют 1 — 2 млрд т.

За рубежом месторождения магнетитовых пляжевых песков разрабатываются в Индии, Австралии и Новой Зеландии. Легкость обогащения, большие запасы и комплексность привлекают к ним все большее внимание.

Осадочные континентальные месторождения

Гидрогетитовые бобово-оолитовые озерно-болотные месторождения представлены большим числом мелких месторождений, особенно на Восточно-Евро-

пейской платформе. Руды сложены скоплениями гидрогетитовых жеод и оолитов в глинисто-песчанистых озерно-болотных отложениях. Руды такого типа юрского возраста известны в Тульской и Липецкой областях в верховьях рек Вятки, Камы, Сысолы. В северной части Восточно-Европейской платформы они имеют четвертичный возраст, продолжают формироваться до сих пор. Руды характеризуются низким содержанием железа (30—40%). В настоящее время месторождения этой формации утратили промышленное значение.

Сидерит-лептохлорит-гидрогетитовые месторождения в древних речных отложениях вошли в число промышленных после открытия крупного **Лисаковского месторождения** в Кустанайской области Казахстана. Месторождения этой формации связаны с русловыми пойменными, часто эстуариевыми отложениями олигоценовых палеорек Тургайского прогиба и Туранской плиты, врезанных в морские отложения чехла эпипалеозойской платформы. Песчано-глинистые рудоносные отложения залегают на размытой поверхности морских нижнеолигоценовых глин и перекрываются гравийно-глинистыми отложениями среднего и верхнего олигоцена.

Рудные залежи вытянуты на десятки километров вдоль русла палеорек, представлены основной русловой залежью и сопровождающими ее линзовидными, овальными и неправильной формы пойменными залежами. В состав руд входят гидрогетит, лептохлориты, сидерит, стильпносидерит, кварц (обломочный), кальцит, анкерит, глинистые минералы, пирит, марказит, гипс, местами гидроксиды марганца. Руды преобладающе оолитовые. Содержание железа в рудах низкое (30—35%), фосфора — повышенное (около 0,5%).

В Тургайском прогибе, кроме Лисаковского, выявлены однотипные Октябрьское и Шиелинское месторождения. В Северном Приаралье известны месторождения Талды-Эспе, Кок-Булак, Талды-Булак и ряд более мелких, в северо-восточном Усть-Урте — Кашкаратский железорудный район.

Эксфильтрационные (гидрогенно-инфильтрационные) месторождения

К этой группе относятся **Бакальские месторождения** сидеритовых и бурожелезняковых руд в Саткин-

ском районе Челябинской области. В рудном поле площадью 150 км^2 разведано 24 железорудных месторождения (рис. 10), в которых насчитывается более 200 рудных тел в виде пласто-, гнездо- и линзообразных залежей и рудных жил. Наиболее крупные пластообразные залежи площадью 1,5—2 км^2 имеют мощность до 80 м.

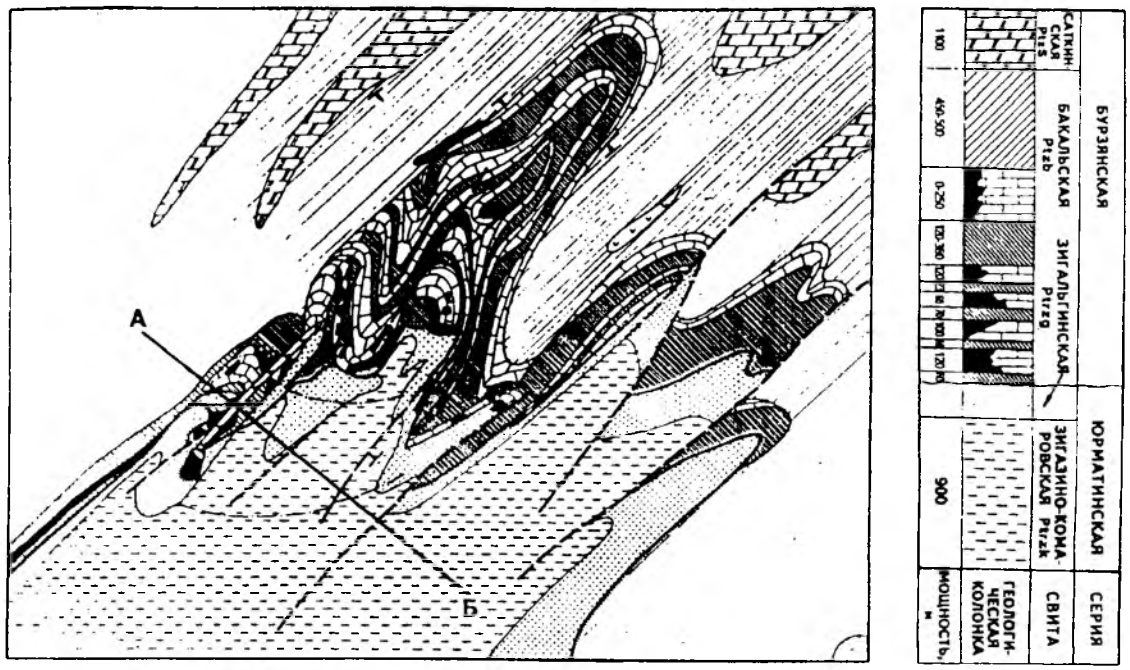
Рудное поле сложено протерозойскими доломитами, известняками, мергелями и известково-глинистыми сланцами. Пачки карбонатных пород содержат пласты сидеритов и окисленных руд. Последние сложены плотными, порошковатыми и глинистыми бурыми железняками и гидрогематитовыми (турьитовыми) рудами. Текстуры руд: массивная, концентрически-скорлуповатая, полосчатая, прожилковая, друзовая и брекчиевая. Среднее содержание железа в сидеритовых рудах 30,6%, в бурых железняках 44%. Запасы сидеритовых руд более 1 млрд т, бурых железняков 30 млн т.

Метаморфические месторождения

К этой серии относятся залежи метаморфизованных железистых кварцитов и месторождения метаморфогенных богатых руд древних формаций.

Месторождения железистых кварцитов залегают в метаморфизованных осадочных комплексах докембрийских геосинклиналей кристаллических щитов, складчатых фундаментов древних платформ или выступах древних структур, в ядрах антиклинориев более молодых складчатых областей. Железистые кварциты присущи только докембрийским складчатым областям. Они, являясь в подавляющей части морскими хемогенными осадками, достаточно четко обособляются среди терригенных и вулканогенно-осадочных вмещающих комплексов, образуя переходные хемогенно-терригенные, хемогенно-терригенно-карбонатные и хемогенно-вулканогенные разности в рудных пластах.

В России железистые кварциты сосредоточены на Кольском п-ове и в Карелии (Оленегорское, Кировогорское, Костомукшское, Межозерское и др.), в бассейне Курской магнитной аномалии (Коробковское, Лебединское, Стойленское, Салтыковское, Осколецкое, Михайловское и др.), на Южном Урале (Тараташские), в Туве (Мугурское), в Читинской области и Рес-



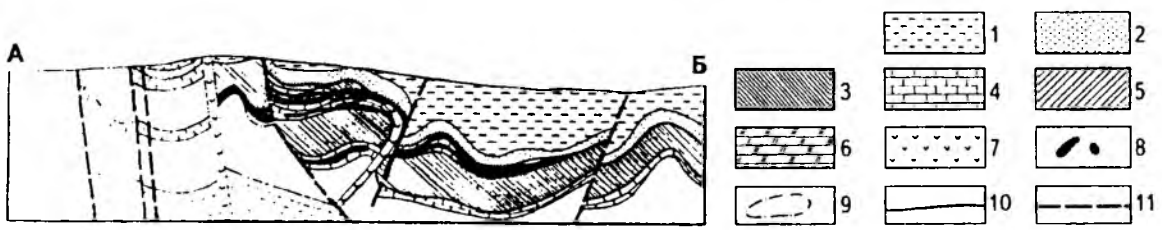


Рис. 10. Бакальское рудное поле: схематическая геологическая карта, стратиграфическая колонка и разрез (по А. Яницкому и О. Сергееву)

1, 3, 5 — сланцы; 2 — кварциты; 4, 6 — известняки и доломиты; 7 — диабазы; 8 — железные руды; 9 — контур «слепых» рудных залежей; 10 — линии трансгрессивного залегания; 11 — тектонические нарушения

публике Саха (Чара-Токкинские), на Дальнем Востоке (Мало-Хинганская и Уссурийская группы), на Украине в Криворожско-Кременчугском железорудном бассейне (Скелеватское, Ингулецкое, Ново-Криворожское, Большая Глееватка, Первомайское, Горишне-Плавнинское и др.), в Казахстане (Карсакпайское, Гвардейское).

За рубежом широко известны крупные районы распространения железистых кварцитов: железорудный пояс Лабрадора (Канада), Верхнего озера (США), штата Минас-Жерайс и района Сьеррадус-Каражес (Бразилия), в штатах Бихар, Орисса и других (Индия), в районах Нимба (Либерия, Гвинея) и Тамазимби (ЮАР), в Хамерсли (Западная Австралия), Аньшанской группы (север Китая) и ряда районов в других странах.

Все крупнейшие месторождения железистых кварцитов с запасами руды в миллиарды и десятки миллиардов тонн относятся к нижнепротерозойским эвгеосинклинальным образованиям, претерпевшим метаморфизм фации зеленых сланцев. Главные минералы железистых кварцитов этой формации — кварц, магнетит, гематит, куммингтонит, биотит, хлорит, иногда сидерит, щелочные амфиболы и пироксены. Структура кварцитов преимущественно тонко- и мелкозернистая, редко среднезернистая; текстура слоистая и плойчатая. Месторождения этой формации залегают в осадочных и частично вулканогенно-осадочных породах.

Примерами более глубоко измененных месторождений амфиболитовой фации метаморфизма позднеархейского возраста являются Оленегорское (Кольский п-ов) и Костомукшское (Карелия) месторождения. Главные минералы железистых кварцитов амфиболитовой фации — кварц, магнетит, гематит, роговая обманка, геденбергит, диопсид. Структура кварцитов среднезернистая, текстура слоистая, местами неясно слоистая. Месторождения этой формации залегают в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах.

Наиболее глубоко метаморфизованные месторождения гранулитовой фации архейского возраста образуют небольшие по запасам (десятки — первые сотни миллионов тонн) месторождения (Мариупольские,

Тараташские и др.). Главные минералы гранулитовой формации — кварц, магнетит, гиперстен, актинолит, тальк, куммингтонит. Структура кварцитов крупнозернистая, текстура слоистая и неясно слоистая. Вмещающие породы представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями.

Для железистых кварцитов типичны средние содержания железа в пределах 20—40%, чаще всего 32—37%. Железистые кварциты бедны фосфором и серой, при преобладании среди рудных минералов магнетита хорошо обогащаются.

Богатые железные руды представляют собой продукт природного обогащения железистых кварцитов, образующийся в результате выщелачивания кварца и разложения силикатов при процессах древнего выветривания или метаморфизма.

Выделяются два основных морфологических типа залежей богатых руд — плащеобразные и линейные. Плащеобразные залегают на головах крутопадающих пластов железистых кварцитов в виде пологих рудных залежей значительной площади с карманообразной подошвой и относятся к типичным корам выветривания. Линейные залежи представляют собой уходящие на глубину, протяженные по простиранию и значительной мощности клинообразные рудные тела богатых руд среди железистых кварцитов. Они возникли в зонах разломов, трещиноватости, смятия, дробления, изгибов в процессе метаморфизма. Предполагается, что часть залежей образовалась при формировании докембрийской коры выветривания, ее последующего метаморфизма и повторного выветривания уже в последокембрийское время.

В минеральном составе богатых руд, связанных с выветриванием, участвуют: мартит и мартитизированный магнетит; гематит как реликтовый минерал железистых кварцитов, так и дисперсный; гетит и гидрогетит; глинистые минералы; второстепенные — пирит и карбонаты. Руды характеризуются высоким содержанием железа (54—69%) и низкими содержаниями серы и фосфора.

Метаморфические тела богатых руд сложены магнетитовыми и магнетито-железно-слюдковыми руда-

ми, залегающими среди железистых кварцитов, метаморфических осадочных и вулканогенно-осадочных пород — амфиболовых, магнетит-амфиболовых, кварц-биотитовых и других сланцев. По форме различают пласто-, линзо- и столбообразные, штоковые, гнездовые рудные тела. Они имеют преимущественно крутое склонение, локализованы в зонах дробления, в шарнирах или крыльях синклинальных складок.

Руды в основном сложены магнетитом, гематитом — железным блеском, щелочными амфиболами (родуситом, рибекитом и др.), в подчиненном количестве отмечены магнезиально-железистые амфиболы куммингтонит-грюнеритового состава, эгирин, кварц, альбит, карбонаты. По преобладающим минералам выделены амфибол-магнетитовые, амфибол-магнетит-железноблесковые, кварц-магнетит-железноблесковые, эгирин-амфибол-магнетитовые и карбонат-магнетит-железноблесковые руды.

По представлениям Я. Белевцева и др., метаморфогенные месторождения богатых руд образовались в результате магнезиально-железистого метасоматоза докембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных пород под воздействием гидротермальных метаморфических растворов, возникающих при метаморфизме пород, содержащих гидроксильные и железистые силикатные минералы.

Наиболее характерными примерами метаморфогенных месторождений могут служить Первомайское и Желтореченское месторождения в северной части Криворожского бассейна.

Железорудный бассейн Курской магнитной аномалии (КМА) включает четыре железорудных района: Белгородский, Ново-Оскольский, Старо-Оскольский и Курско-Орловский. На территории бассейна площадью 120 тыс. км^2 распространены два промышленных типа руд: осадочно-метаморфизованные железистые кварциты и богатые железные руды коры выветривания железистых кварцитов. Железистые кварциты принимают участие в строении кристаллического фундамента, слагая большую часть средней свиты курской серии отложений нижнего протерозоя. Вследствие сложного складчатого строения и допалеозойского эрозионного среза железистые кварциты выходят под

отложения комплекса осадочных пород девона, юры, мела и четвертичного возраста. Они обладают повышенной магнитностью и плотностью, что позволяет надежно картировать их при помощи магнито- и гравиметрических съемок. Этими работами установлено, что железистые кварциты КМА приурочены к пяти железорудным полосам северо-западного простирания, протяженностью от 180 до 425 км, две из которых (Михайловско-Белгородская и Орловско-Оскольская) имеют первостепенное значение.

Внутри каждой полосы железистые кварциты залегают в виде одного или нескольких параллельных, иногда прерывистых пластов, имеющих крутое (70—80°) падение и почти всюду северо-западное простирание. В замках крупных складчатых структур, осложненных серией сильно сплюснутых дополнительных складок, образованы крупные массивы железистых кварцитов, достигающие в поперечнике нескольких километров. К таким участкам приурочены наиболее крупные месторождения железистых кварцитов. По минеральному составу железистые кварциты подразделяются на магнетитовые, гематит-магнетитовые и гематитовые (железно-слюдковые). Они представляют собой главным образом тонкослоистые, мелко- и тонкозернистые породы. Главные рудные минералы в кварцитах — магнетит (5—30%), гематит (55—5%), кварц (30—60%); в подчиненном количестве находятся силикаты (актинолит, тремолит, щелочные амфиболы родусит-рибекитового ряда, эгирин, паргасит, биотит, тальк, гранат и др.) и карбонаты (доломит, кальцит); акцессорные минералы — апатит, турмалин, циркон, рутил, пирит, пирротин. Структура кварцитов в магнетитовых прослоях кристаллобластовая, в гематитовых — лепидобластовая, в кварцевых — роговиковая. Среднее содержание железа в железистых кварцитах 32—36%.

Богатые мартитовые и железно-слюдково-мартитовые железные руды коры выветривания, сложенные мартитом, железной слюдкой, тонкочешуйчатым гематитом, гидроксидами железа и хлоритом, чаще всего наследуют от железистых кварцитов тонкополосчатую текстуру руд. Уникальные залежи богатых железных руд разведаны на Гостищевском (2,6 млрд т) и Яковлевском (1,8 млрд т) месторождениях, при сред-

нем содержании железа более 60% и ничтожном содержании вредных примесей (сотые доли процента).

Разведанные и прогнозные запасы КМА до глубины 700 м оцениваются в 850 млрд т, богатых железных руд до глубины 1200 м — 80 млрд т.

Стойленское месторождение находится вблизи с. Стойло Белгородской области и приурочено к юго-восточной части Старо-Оскольских магнитных аномалий. На площади месторождения распространены мигматизированные биотитовые и мусковито-биотитовые гнейсы архея, перекрытые двумя сериями протерозойских пород — нижней (михайловской) и верхней (курской).

Михайловская серия сложена кварцевыми порфирами, а Курская — тремя свитами: нижней, средней и верхней.

Нижняя свита (K_1) сложена кварцитовидными песчаниками, безрудными кварцитами, кварцевыми конгломератами и слюдистыми сланцами (нижняя подсвита); серицито-биотитовыми, слюдистыми, иногда углистыми и гранато-биотитовыми сланцами (верхняя подсвита).

Средняя железорудная свита (K_2) целиком сложена железистыми кварцитами и подчиненными им сланцами (рис. 11). Мощность свиты K_3 — 300 — 500 м. Среди железистых кварцитов в зависимости от минерального состава выделяются куммингтонито-магнетитовые, щелочноамфиболово-магнетитовые и силикатно-магнетитовые кварциты. Верхняя часть железистых кварцитов интенсивно мартитизирована на глубину 10 — 30 м и более. У подошвы рудных залежей кварциты нередко интенсивно сидеритизированы.

Верхняя свита (K_3) представлена филлитовидными мусковито-биотитовыми, иногда гранато-биотитовыми и углистыми сланцами. Докембрийские породы перекрыты осадочными отложениями девонского, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов мощностью от 84 до 167 м.

Богатые (мартитизированные) железные руды полностью отработаны карьером. Запасы железистых кварцитов Стойленского месторождения 5,7 млрд т со средним содержанием железа 35,1%, ежегодная добыча 14 млн т. На соседнем аналогичном Лебединском месторождении запасы железистых кварцитов 4,15 млрд т со средним со-

держанием железа 34,3%, ежегодная добыча 25 млн т. Между Стойленским и Лебединским месторождениями разведано Стойло-Лебединское месторождение с запасами железистых кварцитов 2,5 млрд т со средним содержанием железа 35%, ежегодная добыча 11 млн т.

Севернее Лебединского расположено Коробковское месторождение железистых кварцитов с запасами 2 млрд т со средним содержанием железа 34,1% и ежегодной добычей 3 млн т. В северной части КМА разрабатывается Михайловское месторождение с запасами железистых кварцитов 8,7 млрд т со средним

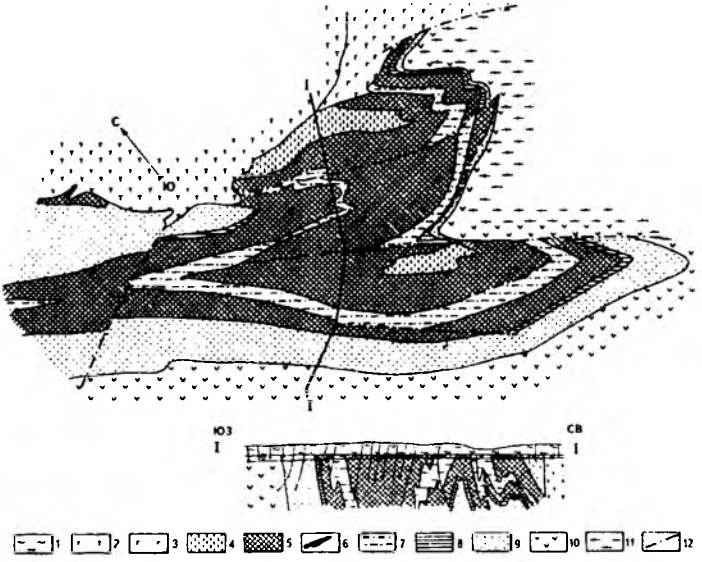


Рис. 11. Схема геологического строения Стойленского месторождения (по Н. Голивкину)

1 — песчано-глинистые и карбонатные отложения девонско-четвертичного возраста; 2 — диориты и кварцевые диориты; 3 — габбро-диориты; 4—8 — породы курской серии (4 — сланцы верхней свиты, 5 —железистые кварциты средней свиты, 6 — сланцы средней свиты, 7 — сланцы нижней свиты, 8 — метапесчаники и конгломераты нижней свиты); 9 — кварцевые порфиры, сланцы и амфиболиты михайловской серии; 10 — гнейсы и мигматиты архея; 11 — богатые железные руды (на разрезе); 12 — тектонические нарушения

содержанием железа 39,2%, ежегодная добыча 20 млн т. Готовится к отработке шахтным способом Яковлевское месторождение богатых мартитовых руд с запасами 1,8 млрд т со средним содержанием железа 60,5%.

Криворожский железорудный бассейн расположен на правобережье Днепра, вдоль нижнего течения р. Ингулец и ее притоков Саксагани и Желтой, вытянут в север-северо-восточном направлении на протяжении около 100 км (рис. 12). Бассейн входит в состав Украинского кристаллического массива и является частью докембрийской эвгеосинкинали. Архейский ее этаж сложен гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, распространенными к западу и востоку от Криворожского бассейна. Вышележащий этаж образован криворожской геосинклинальной серией протерозойского возраста, которую делят на три отдела: нижний — зеленых сланцев с аркозами, кварцитами и филлитами; средний — собственно рудоносный, железисто-кварцитовый и сланцевый; верхний — кварцито-песчанико-сланцевый с линзами мраморизованных известняков.

Криворожская серия образует сложный синклинорий, состоящий из синклинальных и антиклинальных складок с падениями крыльев под углами 45—80°, большей частью с килевидным замыканием синклиналей (рис. 12). Шарниры синклиналей погружаются под углом до 40° на север. Обычно крылья складок срезаны продольными разломами, крупнейшим из которых является Саксаганский надвиг. В результате дислокаций на общем простирании бассейна обособлены рудоносные структуры (с юга на север): Ингулецкая (Южное рудное поле), Саксаганская (Главное или Саксаганское рудное поле), Первомайская, Анновская, Желтореченская (Северное рудное поле), Папельнастовская. В Северном рудном поле осадочные породы прорваны протерозойскими гранитными интрузиями.

Среди железистых кварцитов различают магнетитовые, магнетит-гематитовые, гематитовые неокисленные и окисленные разности. Основное значение имеют неокисленные магнетитовые и магнетит-гематитовые разности. Богатые руды, состоящие в основном из оксидов и гидроксидов железа, слагают пласто-, столбо-, штоко- и линзообразные залежи среди железис-

тых кварцитов. Рудные тела располагаются в пластах железистых кварцитов группами и цепочками с большими или меньшими перерывами. Отдельные рудные тела на глубине сливаются, образуя крупные рудные столбы, часто с килевидной подошвой, совпадающие по простиранию и падению с шарнирами складок. В ряде пунктов Саксаганского и Желтореченского районов богатые руды, имея пластообразный характер, залегают в зоне стратиграфического несогласия между отложениями среднего и верхнего отделов криворожской серии.

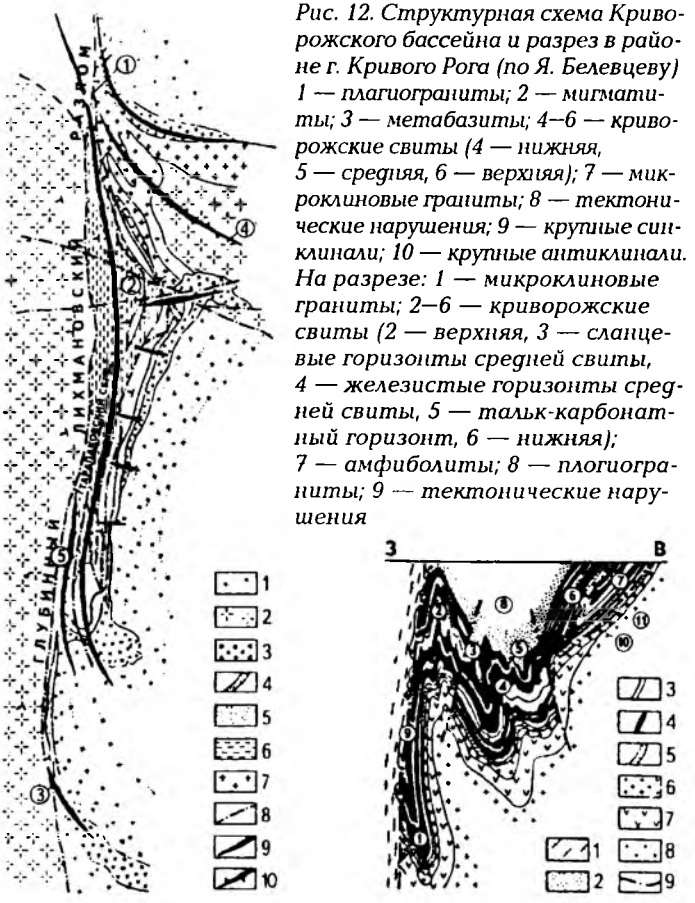


Рис. 12. Структурная схема Криворожского бассейна и разрез в районе г. Кривого Рога (по Я. Белевцеву)
1 — плагиограниты; 2 — мигматиты; 3 — метабазиты; 4–6 — криворожские свиты (4 — нижняя, 5 — средняя, 6 — верхняя); 7 — микроклиновые граниты; 8 — тектонические нарушения; 9 — крупные синклинали; 10 — крупные антиклинали. На разрезе: 1 — микроклиновые граниты; 2–6 — криворожские свиты (2 — верхняя, 3 — сланцевые горизонты средней свиты, 4 — железистые горизонты средней свиты, 5 — тальк-карбонатный горизонт, 6 — нижняя); 7 — амфиболиты; 8 — плагиограниты; 9 — тектонические нарушения

В Северном рудном поле развиты силикатно-магнетитовые и силикатно-магнетит-железно-слюдковые руды. Залегают они согласно с замещаемыми породами, нередко секут их слоистость и сланцеватость. Контролируются рудные тела зонами дробления, смятия, тектоническими швами, узлами разрывных нарушений.

Среди богатых руд Криворожского бассейна выделяется четыре основных типа по характеру главных рудных минералов: 1) мартитовые и гематит-мартитовые (местное название «синька»); 2) мартит-гематит-дисперсно-гематит-гидрогетитовые («краска-синька»); 3) гематит-дисперсно-гематит-гидрогетитовые («краска»); 4) магнетитовые и магнетит-железно-слюдковые. В рудах первого типа, кроме мартита и реликтового гематита, в малых количествах встречаются: реликтовый магнетит, дисперсный гематит, хлорит, серицит, пирит, карбонаты, глинистые минералы, кварц, апатит. В рудах второго типа, кроме главных минералов, присутствуют: серицит, кварц, глинистые минералы, алунит, сфен. В рудах третьего типа, кроме основных, содержатся: каолинит, глинистые минералы, хлорит и карбонаты. В рудах четвертого типа, кроме преобладающих магнетита и железной слюдки, отмечены амфиболы (куммингтонит, грюнерит, рибекит), эгирин, биотит, альбит, кварц, карбонаты, хлорит, пирит, пирротин, халькопирит.

Богатые железные руды Криворожского бассейна характеризуются высоким содержанием железа (54—64%) и низким содержанием вредных примесей (серы — 0,03—0,15%, фосфора — 0,04—0,28%). Запасы богатых руд бассейна оцениваются в 1,16 млрд т со средним содержанием железа 56,7%, железистых кварцитов — 18 млрд т со средним содержанием железа 34,3%.

Костомукшское месторождение расположено в северо-западной части Карелии, в 65 км к западу от железнодорожной станции Юшк-озеро. Рибекит-магнетитовые, биотит-магнетитовые и грюнерит-магнетитовые полосчатые кварциты мощностью от 40 до 350 м залегают в метаморфизованных осадочно-вулканогенных архейских породах, смятых в крупную синклинальную складку меридионального простирания протяженностью 12 км, при ширине 0,5—3 км (рис. 13).

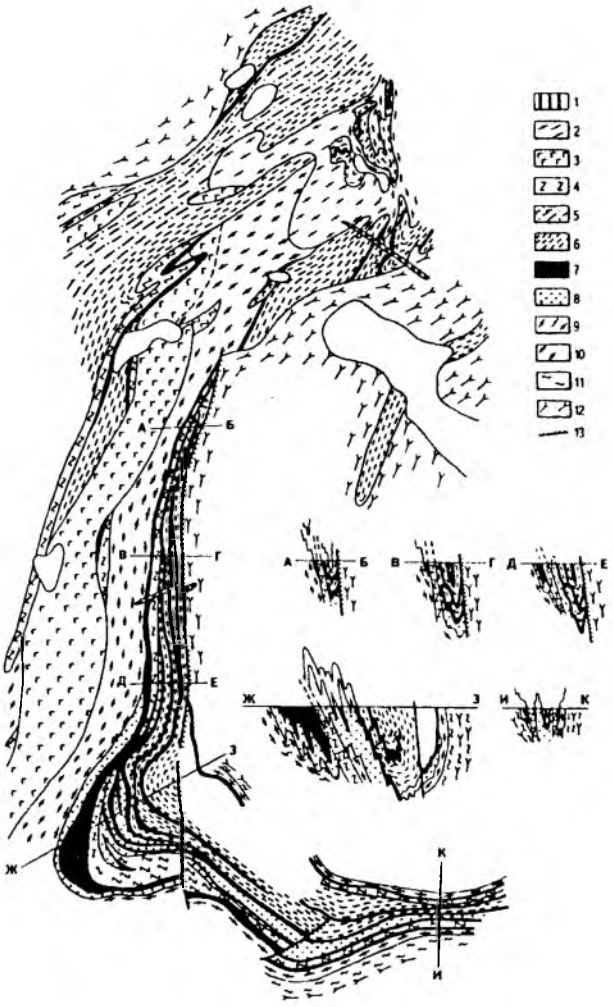


Рис. 13. Схема геологического строения Костомукшского месторождения (по Ю. Лазареву)
1 — габбро-оливиновые, габбро-нориты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — плагиопорфиры; 4 — гнейсо-сланцы и биотит-кварцевые сланцы; 5 — железистые кварциты; 6 — конгломераты, граувакки, слюдяные сланцы; 7 — амфиболовые и кварц-амфиболовые сланцы; 8 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 9 — биотитовые гнейсы; 10–12 — граниотгнейсы; 13 — тектонические нарушения

Вмещающие породы сложены плагиопорфирами и ритмично-слоистыми туфогенными породами, в южной части месторождения преобразованы процессами метаморфизма в лептитовые гнейсы. В западном крыле месторождения развиты метаморфизованные туфобрекчии, подстилающие наиболее крупные залежи магнетитовых кварцитов. Восточное крыло связано с надвигом архейских гнейсогранитов. Интрузивные породы месторождения представлены микроклиновыми гранитами, пегматитами и ультраосновными. Магнетитовые кварциты сложены кварцем, актинолитом, магнетитом, грюнеритом, биотитом, пиритом и пирротином. Разведанные запасы магнетитовых кварцитов превышают 1 млрд т со средним содержанием железа 32,2%.

Железорудный бассейн штата Минас-Жерайс, расположенный в районе «железорудного четырехугольника» в центральной части Бразилии, включает 125 месторождений (общая площадь 7 тыс. км^2).

На архейских кристаллических сланцах и гнейсах в этом районе несогласно залегают нижнепротерозойские породы серии Минас мощностью до 7 км, сложенные кварцитами, сланцами, филлитами, конгломератами, метаморфизованными лавами и туфами. Средняя свита серии Минас представлена тонкослоистыми и массивными гематитовыми рудами и мартит-магнетитовыми кварцитами с прослоями и линзами марганцевых руд, переслаивающимися с доломитами, кварцитами и сланцами.

Гематитовые руды и кварциты имеют протяженность с востока на запад 300 км и с севера на юг — около 100 км, мощность — от нескольких десятков метров до километра (средняя 150 м). Текстура их тонкополосчатая, с поперечным размером полос от 1 мм до 2 см. Структура тонко- и мелкозернистая с размером зерен железорудных минералов 0,001 – 0,4 мм. Содержание железа в богатых рудах 63 – 69%, запасы — 30 млрд т.

Железорудный бассейн Хамерсли расположен в Западной Австралии, площадь его 150 тыс. км^2, при длине около 600 км и ширине до 350 км. На архейских гранитогнейсах несогласно залегают нижнепротерозойские породы, подразделяющиеся на три свиты. Нижняя свита сложена базальтами, аркозовыми пес-

чаниками и глинистыми сланцами. Средняя свита (Хамерсли) мощностью 2,5 км образована гематитовыми рудами и кварцитами, кремнистыми сланцами, доломитами, алевролитами, долеритами и дацитами. Верхняя свита представлена терригенными, богатыми кварцем, обломочными породами с прослоями доломитов и железистых кварцитов. В центральной части бассейна породы залегают полого, у его краев они смяты в складки и разбиты разрывами. В свите Хамерсли три группы пластов (снизу вверх): гематитовые руды, кварциты, сланцы мощностью соответственно 200, 650 и 200 м. Типы руд: гематитовые массивные, гематитовые конгломераты и лимонитовые пизолиты. Содержание железа в кварцитах 25—40%, в богатых рудах (голубой гематит) — 64—67%, фосфора и серы — сотые доли процента, кремнезема — до 3,6%. Всего в этом районе насчитывается более 100 месторождений. Общие запасы богатых руд бассейна 32 млрд т, запасы железистых кварцитов достигают сотен миллиардов тонн.

Железорудный бассейн оз. Верхнего расположен на границе США и Канады, протяженность его с запада на восток около 600 км, с севера на юг — около 300 км, включает шесть железорудных районов. На архейских гранитах и гнейсах здесь залегают нижнепротерозойские породы, представленные в основании кварцитами, конгломератами, доломитами, сланцами, в средней части разреза — железистыми кварцитами, сланцами и безрудными кварцитами, а в верхней части — песчаниками и покровами основных лав.

Железистые кварциты на наиболее крупном месторождении Месаби (США) прослежены по простиранию на 145 км при ширине 3—16 км, включают четыре продуктивных горизонта суммарной мощностью 100—220 м. Содержание железа в магнетитовых кварцитах 25—38%. Богатые массивные руды столбо- и линзообразных залежей вскрыты до глубины 800—1200 м. Руды кварц-гематитовые, реже кварц-магнетитовые, мартитовые и гематитовые. Богатые руды содержат 50—62% железа, серы и фосфора — от сотых долей до 0,1%. Запасы их — около 100 млн т, а железистых кварцитов — 16 млрд т.

Металлогения

В геосинклинальный этап основная концентрация железа происходит на ранней стадии, когда в связи с базальтовым магматизмом формируются магматические и скарновые месторождения железных руд; в эту же стадию в прибрежных частях геосинклинальных бассейнов накапливаются осадочные руды. Средняя и поздняя стадии геосинклинального цикла для железа мало продуктивны. В платформенный этап формируются железорудные осадочные месторождения и месторождения выветривания.

В архейско-раннепротерозойскую металлогеническую эпоху сформировались железорудные бассейны с широко развитыми фациями первично хемогенных, терригенно-хемогенных и вулканогенных железисто-кремнистых осадков, метаморфизованных затем в железистые кварциты. К ним относятся уникальные месторождения железистых кварцитов и образованных по ним богатых (мартит-гематитовых) руд районов Лабрадора (Канада), Верхнего озера (США, Канада), Минас-Жерайс, Сьерра-дус-Каражес (Бразилия), КМА (Россия), Кривого Рога (Украина), штатов Бихар и Орисса (Индия), Западной Африки, Западной Австралии и Восточной Антарктиды. Общие ресурсы железа в железистых кварцитах составляют сотни миллиардов тонн, далеко превосходят ресурсы всех других групп железорудных месторождений.

Позднепротерозойская эпоха характеризуется накоплением гематитовых оолитовых руд в прибрежных терригенно-карбонатных геосинклинальных морских отложениях (Клинтон — в США, Ангаро-Питский бассейн — в России, Бафинг-Бакойский бассейн — в Мали, месторождения Южной Африки и Северной Австралии).

Палеозойская эпоха отличается весьма значительным железооруденением, связанным с каледонским и герцинским тектогенезом. В эту эпоху формировались крупные магматические титаномагнетитовые месторождения Урала и Южной Африки, скарново-магнетитовые месторождения Урала, Западной Сибири (Россия), Кустанайской области (Казахстан), штатов Калифорния, Юта, Нью-Мексико (США) и др.

В мезозойскую и кайнозойскую эпохи были образованы крупные осадочные морские железорудные бассейны (Западно-Сибирский — в России, Керченский — на Украине, Аятский — в Казахстане, Лотарингский — во Франции) и континентальные речные и озерные месторождения на молодых эпигерцинских платформах и плитах.

■ МАРГАНЕЦ

Марганцевые руды начали использовать в конце XVIII в. для изготовления красок и медицинских препаратов. Широко применяться марганцевые руды стали во второй половине XIX в. в связи с открытием способов производства стали. В настоящее время металлургическая промышленность является основным потребителем марганца и только 8% его используется в электротехнической (для производства сухих батарей), химической (красильной и лакокрасочной) и керамической отраслях промышленности.

Добавка марганца к железу и стали существенно повышает их вязкость, ковкость и твердость. В расплав марганец вводят в виде ферромарганца (Mn — 70–80%; C — 0,5–1%, остальное — Fe). В отрасли цветной металлургии марганец применяется для получения марганецсодержащих бронз, латуней и других сплавов с цветными металлами, что повышает их прочность и придает антикоррозионные свойства.

Общие мировые запасы марганцевых руд в 56 странах равны 15 млрд т, в том числе в ЮАР — 9 млрд т, на Украине — 2,5 млрд т, в Казахстане, Габоне, Австралии, Бразилии, Китае и Грузии — от 550 до 240 млн т. Добыча марганцевой руды превышает 20 млн т. Марганцевую руду добывают 26 стран, более половины разрабатывает Украина, ЮАР и Китай, от 2,5 до 1,2 млн т в год добывают Австралия, Бразилия, Индия и Габон. Стоимость металлургической руды с содержанием 48–50% марганца и менее 0,1% фосфора составляет 127 долл/т, электротехнической (MnO_3 – 78–85%) — 250 долл/т.

К уникальным относятся месторождения марганцевых руд с запасами более миллиарда тонн, к крупным — с запасами в сотни миллионов тонн, к средним и мелким — с запасами в десятки миллионов тонн.

В металлургии используют руды с содержанием 30 – 36% марганца и менее 0,2% фосфора. Кондиционное содержание для легкообогатимых руд более 10%, а для труднообогатимых — более 20% марганца.

Геохимия и минералогия

Марганец состоит из одного изотопа ^{55}Mn. Кларк марганца 0,1%. Повышение содержания (до 1,5 кларка) наблюдается в ультраосновных и основных породах. Коэффициент концентрации марганца высокий (около 300).

Марганец обладает двумя устойчивыми валентностями: соединения Mn^{2+} и Fe^{2+} замещают друг друга в эндогенных процессах, Mn^{4+} и Fe^{3+} совместно участвуют в экзогенных процессах. Они осаждаются при различных значениях pH среды: железо — в более, а марганец — в менее окислительных (дальше от берега) условиях.

Эндогенные обособления марганца не имеют промышленного значения. Уникальные и крупные концентрации отмечаются в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, а также корах выветривания метаморфических пород.

Известно более 150 минералов марганца. Промышленные минералы: пиролюзит MnO_3 (55 – 63%), браунит $MnMn_6SiOi_2$ (60 – 69), гаусманит $MnMn_2O_4$ (65 – 72), манганит MnOOH (50 – 62), вернадит MnO_2nH_2O (40 – 45), псиломелан $BaMnMnO_{16}$ $4H_3O$ (45 – 60), родохрозит $MnCO_3$ (40 – 45), манганокальцит (Ca, Mn)CO_3 (7 – 23) и манганосидерит (Mn, Fe)CO_3 (23 – 32).

Типы промышленных месторождений

Выделяют следующие промышленные типы марганцевых месторождений: осадочные, вулканогенно-осадочные, выветривания и метаморфогенные. Главное промышленное значение имеют первый и третий типы.

Осадочные месторождения

Родохрозит-псиломелан-пиролюзитовые месторождения среди прибрежно-морских и лагунных олигоцено-

вых отложений сосредоточены в южной части Паратетиса, в котором образовались Никопольский марганцеворудный бассейн на Украине, Чиатурское месторождение в Грузии, Мангышлакское в Казахстане, Оброчище в Болгарии. Их накопление связывают с осадочными или вулканогенно-осадочными процессами.

Огромное количество марганцевых руд сосредоточено в железомарганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 14). Запасы их 2,5 трлн т,

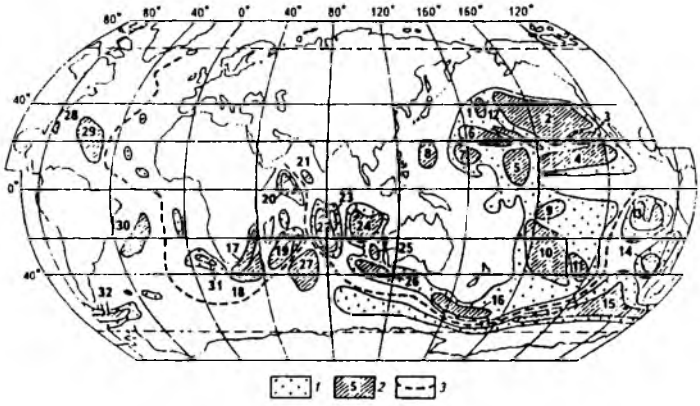


Рис. 14. Рудные провинции железомарганцевых конкреций в Мировом океане (по О. Корсакову и др.)
1 — площади распространения конкреций; 2 — рудные провинции: 1—16 — Тихого океана (1 — Северо-Западная, 2 — Северо-Восточная, 3 — Калифорнийская, 4 — Кларион-Клиппертон, 5 — Центрально-Тихоокеанская, 6 — Маркус-Неккер, 7 — Восточно-Марианская, 8 — Филиппинская, 9 — Туамоту-Общества, 10 — Южно-Тихоокеанская, 11 — Юго-Восточной части Южной котловины, 12 — Гавайская, 13 — Перуанская, 14 — Чилийская, 15 — Беллинсгаузена, 16 — Южно-Тихоокеанского поднятия); 17—27 — Индийского океана (17 — Агульяс, 18 — Мозамбикская, 19 — Мадагаскарская, 20 — Сомалийская, 21 — Аравийская, 22 — Центрально-Индийская, 23 — Осборн, 24 — Западно-Австралийская, 25 — Натуралиста, 26 — Амстердамская, 27 — Крозе); 28—32 — Атлантического океана (28 — плато Блейк, 29 — Северо-Американской котловины, 30 — Бразильской котловины, 31 — Капской котловины, 32 — Моря Скоша); 3 — оси срединно-океанических хребтов

что в сотни раз превышает суммарные запасы, учтенные во всех месторождениях суши. В связи с тем, что происходит непрерывное формирование конкреций, запасы этих руд ежегодно возрастают на 10 млн т.

Источником железа, марганца, а также сопутствующих — кобальта, никеля, меди, цинка, свинца, золота, серебра и других элементов одни геологи считают донные вулканические эксгаляции, другие — инфильтрацию из донных базальтов океанической водой, третьи — снос с континентов.

Никопольский бассейн включает Никопольское и Больше-Токмакское месторождения и ряд рудоносных площадей, вытянутых вдоль берегов Днепра и Ингульца в районе городов Никополя и Запорожья в виде полосы протяженностью 250 км и шириной до 25 км (рис. 15). Пласт марганцевой руды залегает в нижнеолигоценовых песчано-глинистых осадках, которые простираются вдоль южного склона Украинского кристаллического щита и западного склона Азовского кристаллического массива.

Рудный пласт характеризуется перемежаемостью марганцевых конкреций, линз и стяжений мощностью от нескольких сантиметров до 4,5 м (в среднем 2—3,5 м), с песчано-алеврит-глинистыми осадками, залегание его почти горизонтальное, местами с падением на юг под углами 5—7°. Количество марганцевых руд, заключенных в глинисто-алевролитовой нерудной массе, достигает 50% мас., а среднее содержание марганца 15—25%. В основании рудного пласта нередко расположен слой глауконитового песка мощностью 0,2—1,5 м. Марганцеворудные отложения залегают с размывом на подстилающих породах верхнего эоцена, сложенных алевритами, углистыми глинами и песками или на кристаллических породах фундамента — плагиогранитах, мигматитах и их корах выветривания.

Надрудные отложения представлены плиоценовыми глинами, известняками-ракушечниками, мергелями и четвертичными суглинками общей мощностью от 15 до 80 м. Постмиоценовые эрозионные размывы существенно нарушили первичный характер распространения марганцеворудных осадков. В настоящее время крупные участки марганцевых руд сохранились только во впадинах кристаллического фундамента.

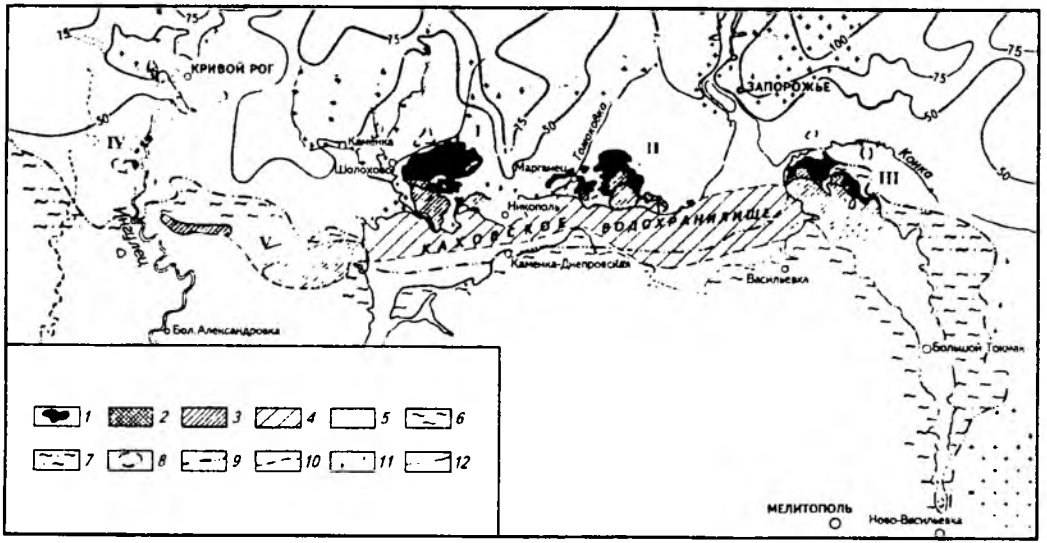


Рис. 15. Схема размещения марганцеворудных площадей в Никопольском бассейне (по В. Грязнову)
1–3 — марганцевые руды: 1 — оксидные; 2 — оксидно-карбонатные (смешанные); 3 — карбонатные; 4 — площадь, на которой карбонатные руды полностью или частично размыты в четвертичное время; 5 — пойма Днепра, ныне Каховское водохранилище; 6 — глины олигоцена; 7 — песчанистые глины олигоцена; 8 — «островки» олигоценовых отложений; 9 — северная граница олигоценовых отложений; 10 — южная предполагаемая граница накопления карбонатных руд; 11 — выходы кристаллических пород на поверхность и под четвертичные отложения; 12 — изогипсы поверхности докембрийских пород.
Рудоносные площади: I — Западно-Никопольская, II — Восточно-Никопольская, III — Больше-Токмакская, IV — Ингулецкая, V — междуречье Днепр-Ингулец

В пределах полосы месторождений по мере погружения кристаллического фундамента выделяются три рудные латеральные зоны: оксидных, смешанных (оксидно-карбонатных) и карбонатных марганцевых руд. Среди разведанных руд этих месторождений соотношение оксидных, смешанных и карбонатных руд равно 25:5:70. Оксидные руды сложены пиролюзитом, псиломеланом, манганитом; карбонатные — преимущественно манганокальцитом, в незначительном количестве родохрозитом. Пласт оксидных существенно пиролюзит-манганитовых руд мощностью 1 — 5 м приурочен к северным прибрежным окраинам бассейна. Он представлен частым переслаиванием зеленовато-серых монтмориллонитовых глин с примесью песка и алеврита и марганцевых конкреций размером от 1 до 20 см. Содержание марганца в глинах не превышает первых процентов, а в конкрециях достигает 40 — 50% и более. Количество конкреций в рудном пласте колеблется от 10 до 60%. Эти конкреции легко отделяются при промывке, в товарной (промытой) руде содержание марганца — от 25 до 52%, при выходе концентрата — 40 — 57%. Карбонатные руды залегают в нижней части рудного пласта, встречаются в виде реликтов в оксидных рудах или образуют пласты, целиком сложенные манганокальцитом с включениями (до 25%) песчано-алевритовых частиц, обломков раковин и фосфатизированных остатков рыб.

Чиатурское месторождение находится на западе Грузии, в 140 км от порта Поти. Район месторождения представляет собой высокогорное плато с абсолютными отметками 600 — 800 м, прорезанное долиной р. Квирилы и ее притоками на глубину 150 — 250 м, при этом эродирована половина рудоносной площади. В геологическом строении территории района принимают участие гранитоиды, габброиды, кристаллические сланцы докембрия и нижнего палеозоя; песчаники, известняки и кварцевые порфиры юры; карбонатно-терригенные отложения мелового возраста и песчано-глинистые отложения палеогена и неогена.

Марганцеворудный горизонт, стратиграфически соответствующий нижним слоям олигоцена, трансгрессивно залегает на подстилающих верхнемеловых известняках с падением на восток, не превышающим

нескольких градусов. С юго-запада месторождение срезано крупным сбросом северо-западного простирания.

Олигоценовые отложения подразделяются на подрудные, рудный горизонт и надрудные. В основании подрудных отложений залегает базальный конгломерат мощностью до 0,5 м, над ним расположены кварц-аркозовые, слюдистые песчаники мощностью до 30 м.

Марганценосный горизонт представлен переслаиванием рудных пластов с прослоями опоковидных песков и глин (рис. 16). Число рудных пластов меняется от 3 до 25, мощность их 1 — 50 см, безрудных слоев — до 1 м. Общая мощность рудного горизонта достигает 14 м, средняя — 4,2 м. Над рудоносным горизонтом залегают глинистые песчаники и кремнистые туффиты

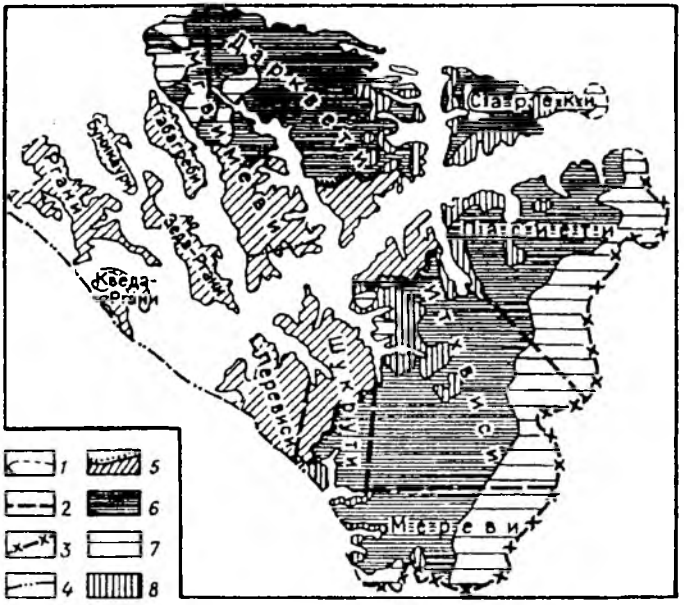


Рис. 16. Схема мощностей марганценосного горизонта Чиатурского месторождения

1 — видимый и предполагаемый выход марганценосного горизонта; 2 — границы нагорий; 3 — линия нулевой мощности марганценосного горизонта; 4 — сбросы; 5 — площади, охваченные эксплуатацией; 6—8 — мощности рудного пласта: 6 — от 0 до 2 м, 7 — от 2 до 6 м, 8 — от 6 до 14 м

или глины. Общая мощность олигоценовых отложений 110 м.

На месторождении выделяются первичнооксидные (45% запасов), карбонатные (40%) и оксидные (15%) руды. Первичнооксидные руды подразделяются на оолитовые твердые и мягкие руды пиролюзитового, манганитового и псиломеланового состава. Они содержат (в % мас.): Mn — 45–52; Fe — 0,7–1,2; P — 0,1–0,2; SiO_2 – 7 – 12. Карбонатные руды образуют прослои (до 0,5 м), чередующиеся с песчано-глинистыми, опаловыми и карбонатно-опаловыми породами. Сложены манганокальцитом, кальцитом, родохрозитом и опалом, в них встречаются также барит, гипс, пирит, марказит. Содержат (в % мас.): Mn — 10–30; Fe — 2–4; P — 0,1–0,3; SiO_2 – 5–40; CaO — 10–35. Оксидные руды, представляющие продукты гипергенного окисления карбонатных руд, вскрытых на поверхности, сложены гидроксидами марганца и железа, опалом, реликтовыми остатками первичных оксидных и карбонатных руд. Содержат (в % мас.): Mn — 30–35; Fe — 2–5; SiO_2 — 8–35. В промышленном отношении наибольшее значение имеют оксидные пиролюзитовые руды.

Железомарганцевые конкреции дна океанов

Впервые железомарганцевые конкреции на дне Тихого океана были открыты английской экспедицией на судне «Челленджер» более 100 лет назад. Однако реальные представления об их развитии получены во второй половине XX столетия, когда стало применяться подводное фотографирование и телевидение морского дна и были разработаны методы подъема глубоководных осадков. Этими исследованиями установлено, что железо-марганцевые конкреции формируются преимущественно в пелагической области океанов и практически отсутствуют в приконтинентальных зонах.

Конкреции и рудные корки на поверхности коренных пород обнаружены в пелагической области практически повсеместно как на дне котловин, так и на склонах поднятий. Мощность железо-марганцевых корок на базальтах и туфобрекчиях изменяется от нескольких миллиметров до 10–15 см. Размеры конкреций — от 1 мм до 1 м в диаметре, наиболее распространены конкреции размером 3–7 см в поперечнике.

Морфологические типы конкреций — сферические, эллипсовидные, лепешковидные, плитчатые, желвакообразные и гроздевидные. Часто эти формы обусловлены конфигурацией обломков пород и органических остатков, служащих ядрами конкреций. Среди них встречаются обломки эффузивных и туфогенных пород, зубы акул и другие органические остатки. Текстуры конкреций и рудных корок — скорлуповатослоистые, оолитовые, петельчатые, колломорфные, пятнистые и прожилковые — характеризуют различные стадии их образования в процессе осаждения рудного вещества и в последующих процессах метасоматоза и метаморфизма. Главные рудообразующие минералы в конкрециях — вернадит и гидрогетит, реже встречаются другие гидроксиды и оксиды марганца и железа (тодорокит, пиролюзит, бернессит, рансьеит, криптомелан, браунит и гематит).

США, ФРГ и Япония, не имеющие крупных месторождений марганца на своих территориях, проводили опытную добычу железомарганцевых конкреций со дна Тихого и Атлантического океанов на глубинах до 7 км. В добываемых конкрециях содержится (в % мас.): Mn — 25 – 30; Fe — 10 – 12; Ni — 1 – 2; Co — 0,3 – 1,5; Cu — 1 – 1,5. Концентрация конкреций на отрабатываемых участках 10 – 20 кг/м^2. Масштаб добычи 1 – 2 млн т в год. Заявки на промышленную добычу конкреций сделали Индия, Россия и Франция.

Вулканогенно-осадочные месторождения

Марганцевые месторождения этого типа приурочены к областям интенсивного проявления подводного вулканизма, характеризующимся накоплением лав и туфов с подчиненным количеством осадочных пород и руд. Для них установлена отчетливая связь с кремнистыми (яшмы, туфы), карбонатными (известняки, доломиты) и железистыми (магнетито-гематитовыми) породами и рудами.

Руды формировались на ранней стадии геосинклинального этапа в эвгеосинклинальных условиях вслед за периодом подводной вулканической деятельности. Поступление марганца, железа, кремнезема, меди, свинца, цинка, бария, германия и других компонентов осуществлялось поствулканическими подводными

эксгаляциями и гидротермами. Обычно железо-марганцевые месторождения приурочены к диабаз-порфировым, андезитовым или кварц-кератофировым комплексам и располагаются как у очагов вулканической деятельности, так и в удалении от них среди горизонтов пирокластического материала.

Месторождения этого типа отличаются браунит-гаусманитовым составом первичных марганцевых руд и псиломелан-вернадитовыми рудами в корах выветривания. Они представлены пластообразными залежами мощностью 1 – 10 м, содержащими (в % мас.): Mn — 40 – 55; Si — менее 10; P — 0,03 – 0,06. Месторождения по запасам, как правило, небольшие. Примерами подобных месторождений являются палеогеновые Северного и Южного Урала, девонские Атасуйского и Джездинского районов Центрального Казахстана, Горного Алтая, кембрийские — Мазульское и Дурновское в Кузнецком Алатау, Удско-Шантарского района в Хабаровском крае и ряд мелких мелового возраста на Кавказе.

Северо-Уральский марганцеворудный бассейн имеет рудный горизонт в виде субмеридиональной полосы шириной от 100 до 700 м, прослеженной более чем на 200 км от г. Серова на юге до пос. Бурмантово на севере. В этой полосе разведано 15 месторождений (Полуночное, Марсятское, Березовское и др.).

Рудовмещающие породы нижнего палеоцена, мощностью до 30 м, представлены песчаниками, гравелитами и глинами с пластами и линзами марганцевых руд, преимущественно карбонатных, окисленных на выходах. Подстилающие породы верхнего мела — аргиллиты, песчаники и кварц-глауконитовые пески мощностью до 23 м. Покрывающие породы представлены диатомитами в южной половине бассейна и аргиллитами — в северной, мощностью до 120 м.

Карбонатные руды сложены манганокальцитом и манганосидеритом. Среди них выделяются песчанистые, песчано-глинистые, кремнистые, конкреционно-глинистые и глинистые разновидности. Полуокисленные руды состоят из переслаивающихся полосок оксидов марганца и железа с карбонатами марганца. В них отмечается примесь кварца, глауконита и сульфидов железа. Оксиды марганца представлены плотными

и порошковатыми разностями манганита и пиролюзита. Запасы марганцевых руд бассейна со средним содержанием марганца 20—22% равны 41,3 млн т, прогнозные запасы оцениваются в 125 млн т.

Месторождения выветривания

Месторождения выветривания образуются по марганецсодержащим метаморфизованным силикатным и карбонатным породам. Распространены они главным образом в Индии и Бразилии, а также в Канаде, Венесуэле, Габоне, Гане, ЮАР и Австралии.

В Индии промышленное значение имеют залежи богатых марганцевых руд, сложенные пиролюзитом и псиломеланом, образовавшиеся в корах выветривания (марганцевых шляпах) гондитов и кодуритов протерозойского возраста, содержащих (в % мас.): Mn — 30—50; SiO_2 — до 12; Fe — до 14; P — обычно до 0,2, иногда до 2. Глубина распространения оксидных руд — 10—70 м. Несколько десятков крупных и сотни мелких месторождений богатых марганцевых руд выявлены в центральных и южных штатах Индии (Мадхья-Прадеш, Махараштра, Раджастхан, Гуджарат, Орисса и Андхра-Прадеш).

В Бразилии марганцевые месторождения связаны с железистыми кварцитами, марганецсодержащими карбонатными породами и гондитами в штатах Минас-Жерайс, Байя, Гоя, Мату-Гросу, на территории Амапа. Месторождения в штате Мату-Гросу кембрийского и ордовикского возраста, остальные — протерозойские. В штате Минас-Жерайс имеется более 50 марганцевых месторождений, связанных с железистыми кварцитами и более 100, связанных с марганецсодержащими известняками, доломитами, кварцитами и сланцами, входящими в состав нижнепротерозойских пород серии Минас.

В железистых кварцитах, средняя мощность которых 150 м, обычно встречаются от одного до пяти пластов или линз мощностью 0,5—6 м, обогащенных марганцем. Они прослеживаются по простиранию от сотен метров до 10 км. Содержание марганца в них 40—50%. Отношение Mn:Fe — 3:1, а в гондитах — 8—10:1, что позволяет различать руды этих формаций.

Содержание марганца в оксидных гипергенных рудах, образованных по марганецсодержащим доломитам, 30—53%, кремнезема и железа — до 3%, фосфора — до 0,1%. Эти руды отличаются от руд, образованных по силикатным породам, низким содержанием кремнезема и железа.

В ЮАР в районе Куруман (Калахари) месторождения марганца приурочены к основанию толщи железистых кварцитов, перекрытых известковистыми доломитами верхнего докембрия системы Трансвааль. Рудная толща состоит из трех рудных пластов суммарной продуктивной мощностью от 20 до 50 м. Пласты прослеживаются на несколько километров. Руды сложены браунитом, криптомеланом, реже гаусманитом и манганитом. Содержание марганца в рудах — 38—48%, железа — 4—20. Здесь разрабатываются мощные рудные залежи оксидных марганцевых руд зоны окисления.

Метаморфизованные месторождения

Метаморфизованные марганцевые месторождения связаны с марганецсодержащими протерозойскими силикатными породами — гондитами и кодуритами. Гондиты сложены кварцем, спессартином, браунитом, гаусманитом и родонитом. Кодуриты состоят из калиевого полевого шпата, спессартина и апатита. Они переслаиваются с мраморами, кварцитами и сланцами. Гондиты и кодуриты распространены на больших площадях в сотни квадратных километров, протяженность метаморфизованных марганценосных залежей — до 3—8 км, мощность — 3—60 м, среднее содержание марганца — 10—20%. Наиболее крупные месторождения отмечены в Индии и Бразилии.

В Индии Метаморфизованные осадочные формации кварцитов, сланцев и карбонатных пород, включающих гондиты и кодуриты, а также Метаморфизованные марганцеворудные залежи отмечены в районах Саусар, Аравалли, Чемпенер, Гангпур и Кондолит. Встречаются они в виде поясов протяженностью до 200 км при ширине до 30 км. Степень метаморфизма вмещающих пород отвечает зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациям. Рудные тела и вмещающие породы собраны в складки различных разме-

ров. Метаморфизованные марганцеворудные залежи отличаются полосчатой текстурой, сложены браунитом, биксбиитом и голландитом. Они переслаиваются с марганецсодержащими силикатными породами, гондитами и кодуритами. В настоящее время разрабатываются наиболее мощные рудные тела оксидных марганцевых руд зоны окисления; гондиты и кодуриты не разрабатываются.

Металлогения

В геосинклинальном этапе основная концентрация марганца происходит на ранней стадии, когда в прибрежных частях геосинклинальных бассейнов накапливаются осадочные руды. Средняя и поздняя стадии геосинклинального цикла для марганца не продуктивны. В платформенный этап формируются марганцевые месторождения — осадочные и выветривания.

В позднеархейско-раннепротерозойскую металлогеническую эпоху сформировались мощные геосинклинальные образования, характеризующиеся в ряде случаев высокопродуктивными марганценосными толщами (гондиты — в Индии и Гане, железистые кварциты — в Бразилии, ЮАР и др.). В более поздние эпохи в корах выветривания этих пород возникли месторождения богатых марганцевых руд.

Палеозойская эпоха характеризуется скоплением марганца в нижнекембрийских и девонских породах в связи с андезито-базальтовым вулканизмом (месторождения Урала, Кузнецкого Алатау, Удско-Шантарского района в Хабаровском крае России, Центрального Казахстана), а также в процессе накопления осадочных марганецсодержащих известняков и доломитов (Усинское месторождение в Восточных Саянах).

В мезозойскую эпоху встречаются рудопроявления марганца, обусловленные позднемеловым и юрским вулканизмом (Забайкалье в России, Армения, Грузия, Болгария, Турция, Канада, США, Новая Зеландия).

Палеогеновая эпоха отличается уникальными скоплениями осадочных олигоценовых марганцевых руд на южной окраине Восточно-Европейской платформы

(Никопольский бассейн — на Украине, Чиатурское месторождение — в Грузии, Мангышлакское — в Казахстане, Оброчище — в Болгарии и другие) и крупными скоплениями палеоценовых марганцевых руд вдоль восточного склона Урала.

■ ХРОМ

Хром открыт в 1797 г. французским химиком Л. Вокленом в минерале крокоите с Урала. Руды хрома (хромиты) впервые выявлены на Урале в 1799 г. В начале XIX в. они использовались только в качестве огнеупорного материала для футеровки металлургических печей, получения красок и дубителей кожи. В конце XIX в. хром начали широко использовать в качестве легирующего металла, улучшающего свойства изделий из стали.

В настоящее время основным потребителем хромитов является металлургическая отрасль промышленности (65%), значительно меньше их потребляют огнеупорная (18) и химическая (17) отрасли промышленности. Добавка феррохрома (Cr — 65–70%, C — 5–7%, остальное Fe) или чарж-хрома (Cr 54%, C — 6–7%, Si — 2–4%, остальное — Fe) к сталям повышает их вязкость, твердость и антикоррозийные свойства. Хром необходим для производства нержавеющих, жаропрочных, кислотоупорных, инструментальных и других видов сталей. Сплавы хрома с кобальтом, вольфрамом или молибденом используются в качестве антикоррозионных покрытий (хромирование).

Мировые запасы хромитов в 27 странах составляют 2,5 млрд т. Из них около 80% сосредоточены в Казахстане и ЮАР, остальные — в основном в Зимбабве, Индии, Турции, Филиппинах и Финляндии. Добыча хромитовой руды достигла 13 млн т. В настоящее время хромиты добывают 25 стран, при этом доля Казахстана и ЮАР составляет 60% добычи. Стоимость хромитовой руды для металлургической промышленности 110–140 долл/т, для огнеупорной и химической промышленности — 60–80 долл/т.

К уникальным относятся месторождения хромитов с запасами в сотни млн т, к крупным и средним — десятки миллионов тонн, к мелким — единицы миллио-

нов тонн. Металлургическая отрасль промышленности потребляет руды с содержанием (в %): $Cr_2O_3 > 49$, при соотношении Cr_2O_3: «FeO» > (где «FeO» = FeO + $FeO_3 \cdot 0{,}9$) и содержании S и P < 1; химическая — $Cr_2O_3 > 49$, $Fe_2O_3 < 14$, $SiO_2 < 5$ огнеупорная — $Cr_2O_3 > 32$, $SiO_2 < 6$, $CaO < 1$.

Геохимия и минералогия

В природе известно четыре изотопа хрома с массовыми числами 50, 52—54, наиболее распространен ^{52}Cr. Кларк хрома 0,0083%. Повышенные содержания отмечаются в ультраосновных (0,2%) и основных (0,02%) породах. Коэффициент концентрации хрома весьма высокий (около 4000).

Хром обладает двумя валентностями — Cr^{3+} и Cr^{6+}. Соединения трехвалентного хрома наиболее устойчивы и широко распространены. Соединения шестивалентного хрома образуются только в резко окислительной обстановке, при высоком значении pH. Трехвалентный атом хрома в силу высокого сродства с кислородом образует оксиды вместе с ионами алюминия, магния, двух- и трехвалентного железа, обособляющимися на высокотемпературной магматической ступени эндогенного процесса при дифференциации перидотитовой магмы. В экзогенных условиях такие соединения устойчивы, способны поступать в россыпи или мигрировать в виде взвесей, иногда обогащая отложения песков и глин.

Известно 25 минералов хрома. Промышленными являются хромшпинелиды («хромиты»), имеющие общую формулу $(Mg, Fe)O \cdot (Cr, Al, Fe)_2O_3$. Состав хромитов изменчив (в % мас.): Cr_2O_3 — 18—65; MgO — до 16; FeO — до 18; Fe_2O_3 — до 30; Al_2O_3 — до 33. Присутствуют также оксиды Ti, Mn, V, Ni, Co, Zn и др. Наибольшее значение имеют магнохромит (Cr_2O_3 — 50—60%), меньшее — алюмохромит и хромпикотит. Другие хромсодержащие минералы — хромвезувиан, хромдиопсид, хромтурмалин, хромовый гранат (уваровит), хромовая слюда (фуксит), хромовый хлорит — часто сопровождают хромиты или встречаются в зоне гипергенеза (хроматы, хромкарбонаты и др.) и имеют поисковое значение.

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных типов хромитовых месторождений выделяются: раннемагматические, позднемагматические и россыпные (последние несущественные).

Раннемагматическое месторождения

Раннемагматические месторождения представлены пластообразными телами хромитовых руд в расслоенных массивах ультраосновных пород. Примерами уникальных по запасам месторождений этого типа являются Бушвельдский массив в ЮАР, Великая Дайка в Зимбабве, Стиллуотер в США.

Бушвельдский массив (провинция Трансвааль, ЮАР) представляет собой грандиозный лополит протяженностью с запада на восток 460 км, с севера на юг — 250 км, сужающийся и погружающийся к центру под углами 15—30° (рис. 17). Он внедрился в мощную толщу кварцитов и эффузивов протерозоя (трансваальская система) в протерозойское же время. Внедре-

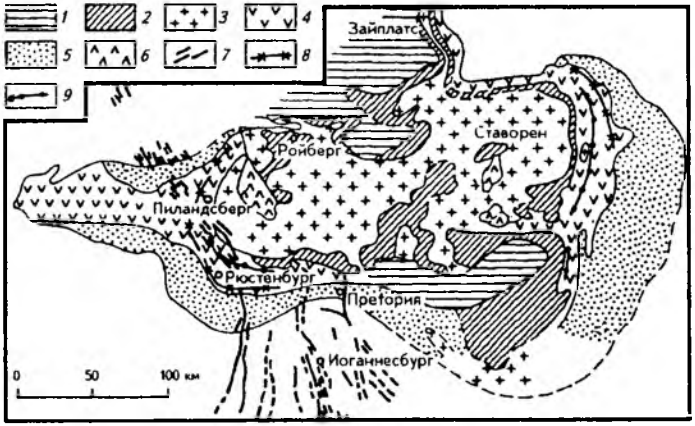


Рис. 17. Геологическая карта Бушвельдского лополита (верхнекаменноугольные отложения сняты; по А. Дю-Тойту)
1, 2 — отложения нижнего палеозоя: 1 — песчаники и глинистые сланцы, 2 — кварциты и фельзиты; 3 — граниты; 4 — нориты докембрия; 5 — диабазы; 6 — сиениты и щелочные сиениты; 7 — дайки щелочных пород; 8, 9 — залежи руд: 8 — хромовых, 9 — титаномагнетитовых

ние происходило в момент максимального накопления осадков и прогибания крупной платформенной мульды. Главная особенность внутреннего строения массива — его расслоенность. Отдельные горизонты основных и ультраосновных пород, имеющие мощность от сантиметров до метров, прослеживаются по простиранию на расстояния до 100—200 км. В массиве снизу вверх отмечается следующая смена пород: нориты мощностью 350 м (зона Закалки); нориты, перемежающиеся с перидотитами, мощностью 1500 м (Базальная зона); нориты с прослоями пироксенитов и анортозитов мощностью около 1000 м (Критическая зона); габбро-нориты мощностью 3500 м (Главная зона); габбродиориты мощностью 2000 м (Верхняя зона).

Месторождения хромитов сосредоточены в пироксенитах и анортозитах Критической зоны. С норитами в этой зоне связаны платиноносные медно-никелевые сульфидные месторождения (горизонт Меренского). В анортозитах Главной зоны встречены месторождения титаномагнетитов. В Верхней зоне массива известны граниты, в связи с которыми отмечены гидротермальные месторождения олова и флюорита.

Месторождения хромитов приурочены к двум рудоносным горизонтам протяженностью 110—160 км. Залежи вкрапленных и массивных руд имеют форму параллельных прослойков, элементы их залегания полностью совпадают с расслоенностью вмещающих пород. Встречаются хромиты с нодулярной текстурой. В пределах рудных горизонтов до глубины 120 м выявлено 27 хромитовых пластов, которые объединяются в три группы: верхнюю (до глубины 30 м), среднюю (30—75 м) и нижнюю (до глубины 120 м). Мощность пластов 0,2—1,8 м. Хромиты нижней группы пластов содержат 42—50% Cr_2O_3. Отношение Cr_2O_3 : «FeO» в них изменяется от 1,8 до 2. Хромиты средней и верхней групп пластов содержат 32—46% Cr_2O_3, при отношении Cr_2O_3 : «FeO», равном 1,5—1,75. Запасы хромита оцениваются в 1 млрд т со средним содержанием оксида хрома 45%.

Великая Дайка пересекает центральную часть Зимбабве с юга на север по азимуту 17°, имея почти вертикальное падение. Протяженность дайки 560 км, ширина 3—13 км. Дайка сложена (от подошвы к кровле) сер-

пентинизированными дунитами, гарцбургитами, пироксенитами, габбро, норитами. Пластообразные залежи хромитов располагаются в нижней части интрузива среди дунитов и гарцбургитов. На месторождении насчитывается до 11 рудных прослоев мощностью 16 – 72 см, расположенных друг над другом на расстоянии в среднем 6 м. Они прослеживаются на протяжении нескольких километров. Руды высокого качества, с содержанием Cr_2O_3 48 – 50%, и Fe_2O_3 — до 11%. Общие запасы хромитов — 200 млн т.

Позднемагматические месторождения

Позднемагматические месторождения хромитов широко распространены на Урале, Кавказе, в Сибири, на Чукотке, Камчатке, Сахалине, а также за рубежом — в Албании, Греции, Югославии, Турции, Иране, Пакистане, Индии, Филиппинах, Мадагаскаре и на Кубе.

Главная хромитоносная провинция в России и Казахстане — Урал, где известно 25 районов, в которых в разное время производилась добыча хромитов. В настоящее время разрабатывается Донская группа хромитовых месторождений, находящаяся в юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале, и Сарановское месторождение — на западном склоне Среднего Урала.

Кемпирсайский массив ультраосновных пород расположен в пределах Уралтауского мегаантиклинория в Актюбинской области Казахстана. Вытянут он в субмеридиональном направлении на 82 км согласно с контролирующей его зоной разлома. Ширина массива изменяется от первых километров в северной части до 32 км в южной.

Северная часть массива залегает согласно с направлением сланцеватости верхнепротерозойских отложений в висячем боку и ордовикских — в лежачем. Эта часть массива представляет собой моноклинально падающее на запад тело мощностью до 2,5 км с углами падения 40 – 60°. На поверхности массива отмечено три сводовых поднятия, в прогибах между ними встречены ксенолиты кровли, сложенные габбро-амфиболитами и верхнепротерозойскими сланцами. По геологическим и геофизическим данным массив в южной

части имеет форму лакколита (рис. 18), залегающего между породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Под юго-восточной хромитоносной частью массива геофизическими работами выявлен подводящий канал, имеющий крутое восточное падение в сторону Магнитогорского синклинория. Сформировался интрузив 400 — 380 млн лет назад. Массив сложен перидотитами (гарцбургитами) и дунитами, в различной степени серпентинизированными. В пределах массива известно более 160 хромитовых месторождений и рудопроявлений, размещающихся в четырех рудных полях: Западно-Кемпирсайском, Степном (Юго-Западном), Тыгашайском (Центральном) и Главном (Южно-Кемпирсайском).

Все промышленные хромитовые месторождения (Алмаз-Жемчужина, Молодежное, Миллионное, им. 40 лет Казахстана, Комсомольское, Спорное, Гигант, Геофизическое и др.) размещены в Южно-Кемпирсайском рудном поле. Месторождения тяготеют к двум субмеридиональным зонам — Западной и Восточной (см. рис. 18), протяженностью 20 км каждая. Вмещающими крупные хромитовые залежи породами являются серпентинизированные дуниты. В непосредственной близости от рудных тел в дунитах наблюдаются шлиры вкрапленных хромитовых руд (0,5 — 1 м в поперечнике), тонкие (1 — 10 см) жилки и прожилки массивных хромитов, а также сульфидсодержащие (пирротин, пентландит) дуниты.

Контакты хромитов с вмещающими ультраосновными породами обычно резкие, нормальные, реже тектонические. Выклинивание рудных тел по падению и восстанию тупое, очень редко наблюдается их расщепление. Наиболее распространенные формы рудных тел — линейно-вытянутые жилоподобные линзы, реже изометрические линзы и столбообразные залежи. Углы падения рудных тел 5 — 15°, реже — до 45°, глубина залегания — от приповерхностных до 1200 м, далее они буровыми скважинами не прослежены.

Размеры отдельных рудных тел варьируют в широких пределах: от нескольких десятков метров до 1,5 км по простиранию при мощности от нескольких до 150 м. Количество рудных тел, составляющих месторождения, различно. Месторождение Молодежное, напри-

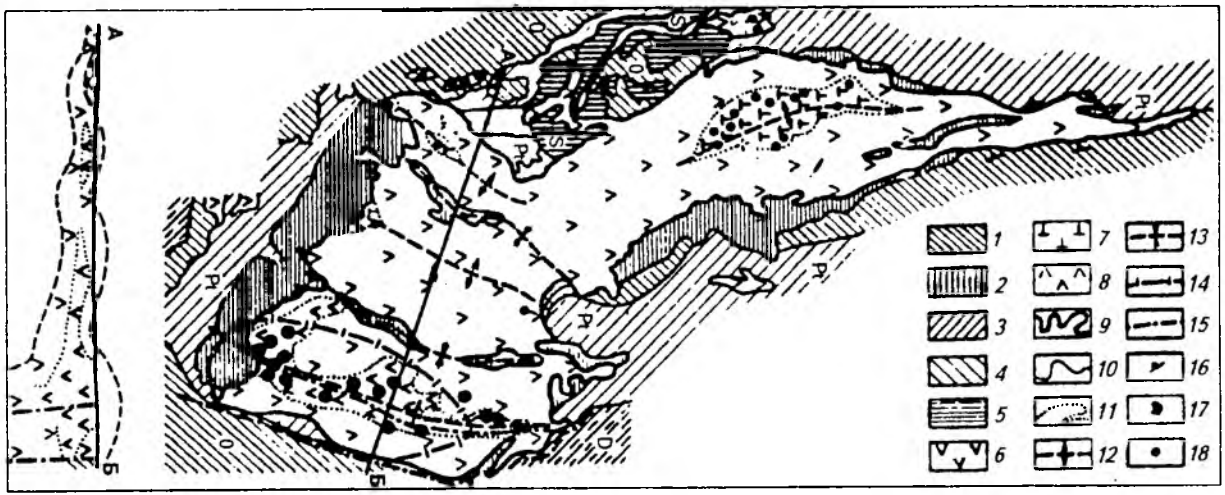


Рис. 18. Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива (по Н. Павлову и И. Григорьевой) 1–4 — вмещающие кремнистые и карбонатные породы: 1 — девона, 2 — силура, 3 — ордовика, 4 — протерозоя; 5 — габбро-амфиболиты; 6–8 — серпентинизированные породы: перидотиты и дуниты, гарцбургиты; 9 — контур массива ультраосновных пород; 10 — стратиграфические границы; 11 — границы комплексов ультраосновных пород; 12 — оси сводовых поднятий; 13 — оси межсводовых опусканий; 14 — контур проекции подводящего канала; 15 — тектонические нарушения; 16 — направление падения контактов интрузива; 17–18 — месторождения хромитов: 17 — крупные, 18 — средние

мер, представлено одним крупным телом, на Алмаз-Жемчужине их пять, им. 40 лет Казахстана — 15, Миллионном — 99. На всех месторождениях рудные тела разбиты преимущественно субширотными сбросо-сдвигами на отдельные блоки, иногда перемещенными на расстояния от нескольких десятков до 300 м.

Руды массивной, вкрапленной и нодулярной текстуры сложены магнохромитом, в подчиненном количестве — алюмохромитом, оливином или серпентином, развивающимся по оливину. В них встречаются хромдиопсид, хромактинолит, хлориты, рутил, уваровит, тремолит, тальк, сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, миллерит), брусит, кварц, экзогенные минералы (халцедон, гематит, нонтронит, магнезит, ангидрит, доломит).

Среднее содержание в рудах (в % мас.): хромшпинелидов — от 80 до 90; серпентина — 5—15; карбонатов — 4—7; остальные минералы — менее 1. По химическому составу руды Южно-Кемпирсайских месторождений относятся к высокосортным, с низким содержанием оксидов железа и кальция, серы и фосфора. В массивных хромитовых рудах содержится (в %): Cr_2O_3 — 55—63, в густо вкрапленных — 45—55, глинозема — 8—15, оксида магния — 10—30. Отношение Cr_2O_3 : «FeO» > 4. Хромитовые руды содержат платину и палладий (первые граммы на тонну), но извлечение их из руд не производится.

Сарановское месторождение приурочено к Сарановскому хромитоносному габбро-перидотитовому массиву меридионального простирания, имеющему протяженность до 2 км при ширине до 200 м (Горнозаводской район Пермской области). Массив располагается в западном крыле Центрально-Уральского поднятия и находится во внешнем поясе ультрабазитов Урала. Своим возникновением он обязан каледонской активизации субмеридиональных разломов внутри протерозойского фундамента. Массив залегает среди кварц-слюдяных сланцев верхнепротерозойского возраста. По форме он представляет собой моноклинальное согласное тело, круто падающее на восток. На глубинах 300—400 м, по данным бурения, массив переходит постепенно из крутопадающего в пологое тело с углами падения 30—40°.

Собственно рудоносная зона шириной 40 – 45 м состоит из трех параллельных жилообразных рудных залежей — Западной, Центральной и Восточной (рис. 19), расположенных в осевой части массива. Западная залежь имеет протяженность 910 м при средней мощности 7 м. Центральная — 1200 при мощности 10 – 14 м. Восточная — 1100 при мощности 2 м. На глубине встречаются сопутствующие линзообразные тела небольшой мощности (до 1,5 м) и протяженности (десятки метров). Последующими тектоническими нарушениями рудные залежи разбиты на блоки с амплитудой перемещения до нескольких десятков метров. Рудные тела и вмещающие ультраосновные породы пересечены дайками габбро-диабазов и диабаз-порфиритов.

Все три залежи сложены массивными и густо вкрапленными хромитовыми рудами с небольшим содержанием серпентинизированного оливина, пироксенов и магнетита. Руды средне-зернистые, с размером зерен от долей до 2 – 3 мм, сидеронитовой структуры и полосчатой текстуры. Вследствие интенсивных более поздних гидротермальных изменений в рудах нередко присутствуют флогопит, альбит, тальк, магнезит, кварц, кальцит, пирит, халькопирит, пирротин и спорадически апатит.

Руды содержат (в % мас.): Cr_2O_3 — 37 – 38; MgO — 12 – 13; Fe_2O_3 – 5 – 7; FeO — 14 – 17; Al_2O_3 – 18 – 19 и повышенное содержание титана, ванадия и платиноидов. Из-за низкого содержания хрома и высокой железистости руды месторождения не пригодны для выплавки феррохрома и используются как огнеупорное и химическое сырье.

Россыпные месторождения

Элювиально-делювиальные россыпи хромитов образуются в результате выветривания коренных магматических месторождений. К ним относятся валунчатые руды Сарановского месторождения, элювиальные россыпи Алапаевского и Варшавского месторождений на Урале, порошковатые руды коры выветривания верхних горизонтов месторождений Южно-Кемпирсайского района. Подобные месторождения также известны на Кубе, Филиппинах, в Новой Каледонии и на месторождениях Великой Дайки в Зимбабве.

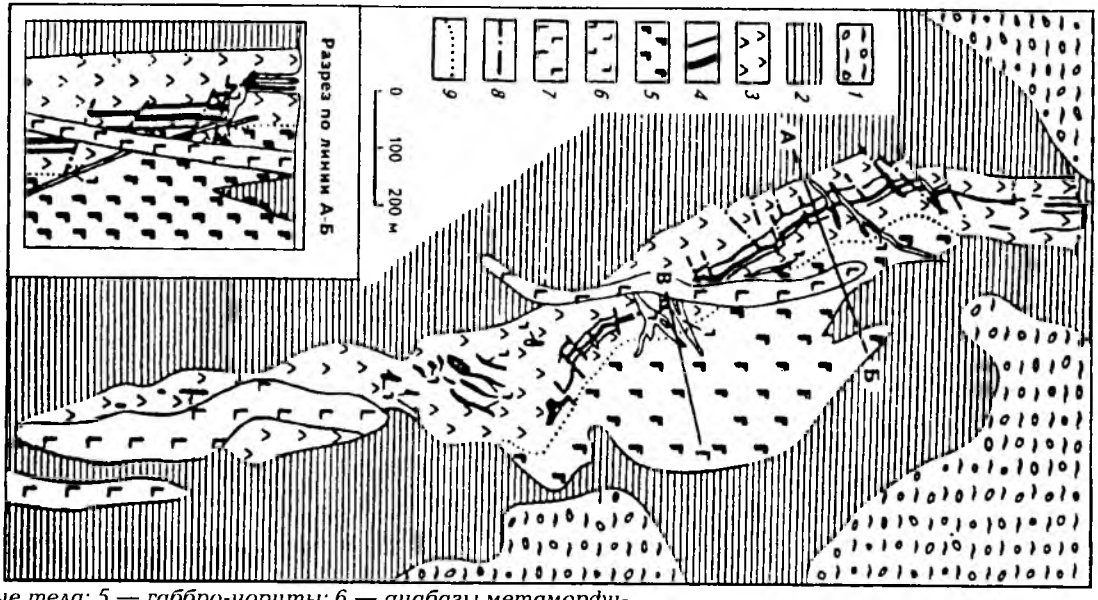


Рис. 19. Схематическая геологическая карта и разрез Сарановского хромитоносного массива 1 — делювиальные валунчато-глинистые отложения; 2 — сланцы кварц-серицитовые; 3 — серпентиниты апоперидотитовые; 4 — хромитовые рудные тела; 5 — габбро-нориты; 6 — диабазы метаморфизованные; 7 — габбро-диабазы; 8 — тектонические нарушения; 9 — граница между перидотитами и габбро-норитами

Прибрежно-морские россыпи известны на Тихоокеанском побережье штата Орегон в США, на полуостровах Восточной Камчатки и на берегу залива Терпения на о. Сахалин в России, а также на побережье Адриатического моря в Албании и Средиземного моря в Турции.

Металлогения

В общем цикле геологического развития месторождения хромитов возникают дважды — на ранней стадии геосинклинального этапа и на стадии активизации платформенного этапа геологической истории.

На ранней стадии геосинклинального этапа, в связи с гипербазитами (дуниты, гарцбургиты), представляющими крайние дифференциаты перидотитовой формации, создаются магматические месторождения, среди которых наиболее существенны позднемагматические образования. Размещение рудоносных массивов ультраосновных пород и находящихся в них месторождений этой стадии контролируется глубинными разломами, проходящими по бортам эвгеосинклинальных трогов и формирующими протяженные хромитоносные пояса. Их примером могут служить хромитоносные пояса Урала, Балкан и Малой Азии.

На стадии активизации платформ создаются массивы расслоенных пород габбро-норитовой и пироксенитовой формаций, для которых типичны раннемагматические хромитовые месторождения.

Большинство геологов рассматривает месторождения хрома в качестве продуктов магматической дифференциации перидотитовых расплавов, обособляющихся в начале процесса кристаллизации «сухих» магм или в конце его из остаточных расплавов, богатых летучими соединениями, снижающими температуру кристаллизации хромитов. Существуют точки зрения о ликвационном и метасоматическом происхождении хромитов.

Наибольший интерес для обнаружения хромитовых месторождений представляют крупные дунит-перидотитовые массивы, отличающиеся положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями, расположенными на пересечении регио-

нальных разломов и поперечных разрывных нарушений. Ухудшают качество руд процессы метаморфизма и пострудной тектоники.

Хромитовые месторождения формировались в различные циклы геологического развития: протерозойский (ЮАР, Индия, США); каледонский (Норвегия); герцинский (Урал, Казахстан, Средняя Азия, вероятно большая часть Балкан, Турции и Ирана); альпийский (Малый Кавказ, Сахалин, Камчатка, Албания, Куба, Филиппины, Новая Каледония). Наиболее крупные месторождения, связанные с дунит-перидотитовой формацией, образовались в палеозойских гипербазитовых массивах, а уникальные месторождения в расслоенных интрузивах сформировались в докембрии.

■ ТИТАН

Открытый в 1791 г. английским химиком У. Грегором титан лишь в середине XX в. нашел широкое применение как металл, обладающий уникальными свойствами. Температура его плавления (1725 °С) выше, чем у железа и никеля, а плотность — почти вдвое меньше. Титан отличается высокой прочностью и коррозионной стойкостью.

Титановые сплавы применяются как конструктивный металл в космической технике, авиационной, автомобильной, судостроительной, энергомашиностроительной, гидролизной, пищевой, медицинской отраслях промышленности, железнодорожном транспорте и отрасли цветной металлургии, где они надежно и длительно эксплуатируются во многих агрессивных средах в диапазоне температур от сверхнизких до +500—+600 °С и выше. Главнейшее значение имеют титанованадиевые сплавы, отличающиеся высокой прочностью, ковкостью и свариваемостью; карбид титана применяется для изготовления сверхтвердых сплавов, двуокись титана — для производства стойких титановых белил, пластмасс и в целлюлозно-бумажной отрасли промышленности.

Общие запасы двуокиси титана в 20 зарубежных странах оцениваются в 730 млн т (3/4 — ильменита, 1/4 — рутила). Около 90% этих запасов сосредоточено на Украине, в Бразилии, ЮАР, Австралии, Индии, Ки-

тае, Норвегии и Канаде. Производство титановых концентратов в зарубежных странах составляет более 8 млн т (в том числе 88% ильменитового и 12% рутилового концентратов). Основные производители титанового концентрата — Австралия, ЮАР, Канада и Норвегия. В Австралии, США, Индии и Японии производят синтетический рутил из ильменита. Производство металлического титана налажено в России, США, Великобритании и Японии. Цены на ильменитовый концентрат составляют 80 – 90, а на рутиловый — 600 – 650 долл/т.

Уникальные коренные месторождения обладают запасами более 50 млн т, крупные — от 30 до 50, средние — от 10 до 30, мелкие — менее 10 млн т двуокиси титана. Для россыпных месторождений порядок цифр вдвое меньше. Промышленными месторождениями считаются те, которые содержат в рудах более 10% TiO_2 в коренных месторождениях и более 10% ильменита или 1,5% рутила — в россыпях. Вредные примеси в металлургическом сырье — сера и фосфор, для производства белил — хром.

Геохимия и минералогия

Известно пять изотопов титана с массовыми числами 46 – 50, из них наиболее распространен ^{48}Ti. Кларк титана 0,45%, повышенные концентрации титана отмечаются в основных (0,9%) и средних (0,8%) интрузивных породах. Коэффициент концентрации титана низкий — около 20.

В природных условиях титан четырехвалентен, встречается только в кислородных соединениях. Повышенные его концентрации характерны для габбро, горнблендитов, пироксенитов, а также щелочных пород агпаитового ряда. Минералы титана устойчивы к выветриванию и образуют значительные концентрации в россыпях.

В настоящее время известно около 70 минералов титана. Во многие из них титан входит в качестве примеси. Промышленное извлечение титана в основном производится из ильменита — $FeTiO_3$ (31,6%) и рутила — TiO_2 (60%). В ильмените и рутиле присутствуют ванадий, скандий, тантал и ниобий. Извлечение ильме-

нита из титаномагнетита возможно, если поперечный размер зерен ильменита больше 0,3 мм. Частично титан извлекают из лейкоксена — конечного продукта изменения ильменита и сфена (в лейкоксене по ильмениту — 96%, по сфену — 67% TiO_2) и лопарита (Na,Ce) TiO_3 (26,6% Ti).

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений титана выделяются: магматические, выветривания, россыпные, вулканогенно-осадочные и метаморфические.

Магматические месторождения

Наиболее значительные магматические месторождения титана приурочены к крупным массивам анортозитовой формации площадью в сотни и тысячи квадратных километров. В России к ним принадлежат месторождения Восточного Саяна (Мало-Тагульское, Лысанское, Кручининское), в Канаде — Лак-Тио, в США — Тегавус.

Мало-Тагульское месторождение ильменит-титаномагнетитовых руд приурочено к одноименному массиву габбро-анортозитов площадью более 200 км^2 (Иркутская область). На месторождении выявлено шесть рудных участков, в пределах которых встречены рудные тела с промышленным содержанием железа и титана. В плане рудные залежи имеют размеры от 50x100 до 130x850 м. Падение их крутое, прослежены до глубины 300 м. Содержание железа в рудах 20 – 33%, TiO_2 в титаномагнетитовых концентратах — 12 – 16%.

Месторождение Лак-Тио находится в провинции Квебек и обладает запасами в 125 млн т. Оно дает около 80% добычи ильменитовых концентратов Канады, содержащих 35% TiO_2 и 40% железа. Месторождение залегает в анортозитовом массиве, имеющем овальную форму размером 150x50 км, и состоит из трех рудных тел пластообразной формы, полого падающих согласно со структурой массива. Главное рудное тело площадью 1 км^2 имеет мощность до 90 м. В рудных телах наблюдаются многочисленные ксенолиты анортозита. Богатые руды сложены ильменитом (75%) и гематитом (25%). Сопутствующие минералы представлены

сульфидами (пиритом, халькопиритом, пирротином), полевыми шпатами, пироксенами и местами биотитом. Содержание в богатых рудах TiO_2 — 32–36%, Fe — 39–43%. Месторождение относится к позднемагматическим образованиям, связанным с процессами накопления остаточного рудного расплава и его внедрением в тектонически ослабленные зоны анортозитовых пород (трещинные интрузии).

Месторождения выветривания

Современные и погребенные титаноносные коры выветривания образуются на габбро-анортозитах (Валынский массив) и метаморфических породах (Украинский щит, Казахстан). При выносе щелочных элементов и образовании глинистых минералов группы каолинита в коре происходит накопление более стойких акцессорных минералов, в том числе ильменита и рутила. При этом зерна рудных минералов сохраняют первоначальную форму кристаллов, не окатаны. Мощность кор выветривания достигает нескольких десятков метров. Содержание ильменита может достигать нескольких сотен, а рутила — нескольких десятков килограммов на кубический метр.

Минеральный состав коренных пород существенно влияет на качественный и количественный состав рудных минералов в корах выветривания. Для Волынского габбро-анортозитового массива Украины, например, характерны коры, обогащенные только ильменитом (300–500 кг/м^3), что связано с отсутствием рутила в коренных породах. На Кундыбаевском месторождении в Казахстане в корах выветривания, образовавшихся на метаморфических породах, содержится до 180 кг/м^3 ильменита и до 74 — рутила.

Россыпные месторождения

Среди россыпных месторождений титана различаются две разновидности: прибрежно-морские и континентальные. Главными являются прибрежно-морские комплексные ильменит-рутил-цирконовые россыпи; меньшее значение имеют континентальные аллювиально-делювиальные россыпи ильменита. Из современных прибрежно-морских россыпей рутил и ильменит добывают в Западной Австралии, Индии, Шри-

Ланке, Сьерра-Леоне, частично в Бразилии и США. Крупные запасы ильменитовых песков выявлены у северного побережья Гренландии, на восточном побережье Мадагаскара, вдоль берегов озера Малави на побережье Мазамбика и Новой Зеландии.

В России главное значение имеют древние прибрежно-морские россыпи, распространенные в отложениях неогена и палеогена Ставропольского поднятия, палеогена Зауралья, Северного Приаралья, Северного Устюрта, юго-западной части Западно-Сибирской плиты, палеогена и мезозоя Чулымо-Енисейской и Амуро-Зейской впадин, мезозойских депрессий Уральской складчатой системы, Приенисейской части Западно-Сибирской плиты, Иркутского угленосного бассейна, палеозоя Тиманского и Томь-Колыванского поднятий.

Прибрежно-морские ильменит-рутил-цирконовые комплексные россыпи отличаются большими размерами и крупными запасами. Для них характерны пласто- или линзообразные залежи, мощность которых достигает десятков метров, а протяженность — нескольких десятков километров при ширине до километра. По составу прибрежно-морские россыпи обычно олигомиктовые. Главный породообразующий минерал россыпи — кварц, меньшее значение имеет каолинит. Пески обычно тонко- и мелкозернистые. Промышленное содержание в россыпях ильменита и рутила — от десятков до сотен килограммов на кубический метр. Источником прибрежно-морских россыпей служили коры выветривания континентов — кристаллические породы, покровы эффузивов, массивы гранитных и других пород.

Континентальные россыпи ильменита распространены преимущественно в аллювии, элювии и пролювии четвертичных, палеогеновых и нижнемеловых отложений. Рудные тела аллювиальных россыпей имеют обычно лентовидную форму и приурочены к долинам рек. Рудные минералы накапливаются в нижних горизонтах, в наиболее грубообломочном материале, представленном крупнозернистым песком, гравием или мелким галечником. По минеральному составу континентальные россыпи обычно полимиктовые (кварц, полевой шпат, каолинит). Размеры зерен ильменита 0,1 — 0,25 мм и более, окатанность их

слабая. Содержание ильменита в промышленных континентальных россыпях изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен килограммов на кубический метр.

Примером прибрежно-морской погребенной россыпи может служить Правобережное месторождение Приднестровского района, а континентальной — Иршинское месторождение Володарско-Волынского района.

Правобережное. Прибрежно-морские россыпи этого месторождения приурочены к полтавским и сарматским песчано-глинистым отложениям мощностью от 10 до 60 м, перекрытых лессами, лессовидными суглинками и глинами неогенового и четвертичного возраста. Рудные залежи имеют пластообразную форму при резком преобладании длины над шириной и отличаются значительной мощностью продуктивных песков. Отчетливо горизонтальная или пологонаклонная (2 — 10°) слоистость рудных песков подчеркивается скоплением тяжелых минералов (до 70 — 90%), преимущественно титановых и цирконовых. Рудные минералы в полтавских песках располагаются в верхней части, а в сарматских — по всему разрезу.

• Рудоносные пески обоих возрастов имеют близкий минеральный состав: лейкоксенизированный ильменит (44%), рутил (16%), циркон, дистен, силлиманит, турмалин (около 10% каждого). В небольших количествах встречаются хромит, анатаз, брукит, корунд, ксенотим и др. Минералы, как правило, мелкие (0,1 — 0,2%), хорошо скатанные. Продуктивные отложения сарматского возраста залегают на обогащенных тяжелыми минералами песках полтавской серии (рис. 20). Они сформированы за счет переотложения последних в прибрежно-пляжевой зоне среднесарматского моря.

Иршинское месторождение образовано при перемыве каолиновых кор выветривания Володарско-Волынского габбро-анортозитового массива. Россыпи четвертичного возраста обычно залегают в подморенных песках на междуречьях и террасах р. Ирши. Мощность их 1 — 15 м, а содержание ильменита измеряется от десятков до 100 — 200 кг/м^3.

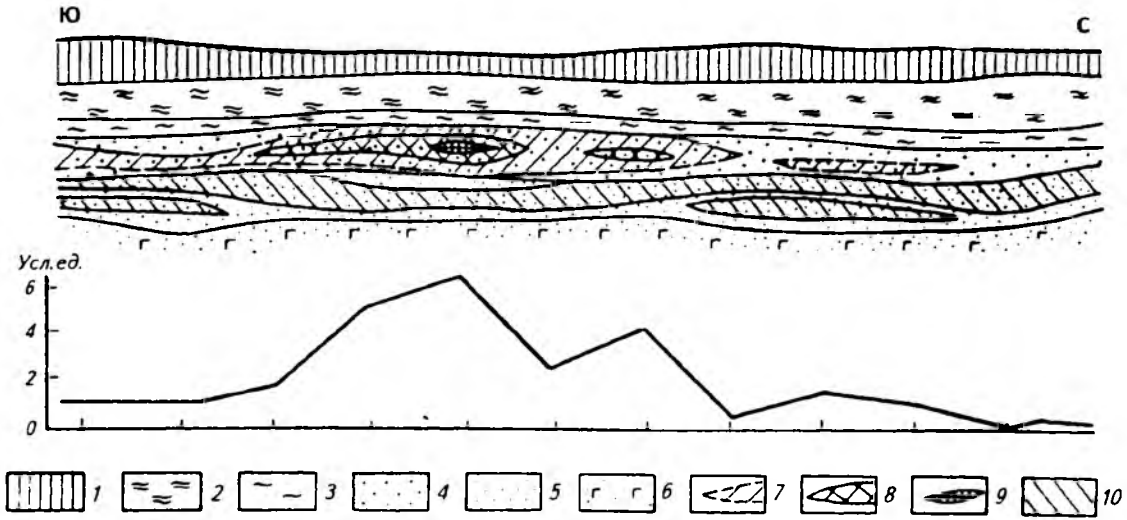


Рис. 20. Поперечный разрез одной из залежей сарматской россыпи Правобережного месторождения и график изменения содержания тяжелых минералов в среднесарматских продуктивных песках
1 — лессы и лессовидные суглинки; 2 — глины и суглинки; 3 — глины; 4 — пески кварцевые мелко- и среднезернистые; 5 — пески кварцевые мелко- и тонкозернистые; 6 — пески кварц-глауконитовые. Содержание тяжелых минералов: 7 — низкое, 8 — высокое, 9 — очень высокое; 10 — циркониево-титановые залежи в отложениях полтавской серии

Вулканогенно-осадочные месторождения

Месторождение Нижний Мамон приурочено к титаноносным вулканогенно-осадочным образованиям на юге Воронежской области в районе с. Нижний Мамон. Месторождение сложено осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, согласно залегающими на докембрийском фундаменте. Отложения ястребовского горизонта девонского возраста имеют мощность от нескольких до 35 м. Глубина залегания 50 — 70 м. Общая протяженность находящихся в его составе вулканогенно-осадочных пород примерно 100 км при ширине 20 — 40 км. Основное направление их простирания совпадает с зоной разлома, с которой связана вулканическая деятельность. Наибольшее количество ильменита приурочено к грубообломочным туфам, туффитам и туфопесчаникам, в которых эффузивные обломки представлены преимущественно породами основного состава. Терригенного материала в туфах менее 10%, в туфопесчаниках — около 90. Цементом служит магнезиально-железистый хлорит. Наиболее обогащены ильменитом (иногда до 50% объема) грубообломочные разности туфогенных пород, размеры зерен ильменита в среднем 0,25 — 0,3 мм. Количество ильменита резко уменьшается с увеличением в толще терригенного материала. Образование вулканогенных пород, обогащенных ильменитом, вероятно, происходило в мелководном морском бассейне и явилось следствием подводной вулканической деятельности.

Метаморфические месторождения

В этой серии выделяются месторождения титана метаморфизованной и метаморфогенной групп. *Метаморфизованные месторождения* титана образуются при метаморфизме древних россыпей и коренных первично-магматических руд. Верхнепротерозойские метаморфизованные россыпи в пределах Башкирского поднятия приурочены к песчаникам зильмердакской свиты, где встречены прослои мощностью до 2,5 м, обогащенные ильменитом (до 250 — 400 кг/т) и цирконом (до 30 кг/т).

Высококачественные ильменит-магнетитовые массивные и вкрапленные ильменитовые руды образуются при региональном метаморфизме первично-магматических руд. Примером промышленных месторождений этого типа является **Отонмяки** в Финляндии, приуроченное к амфиболитам, образовавшимся в результате метаморфизма рудоносного габбро. Богатые руды этого месторождения в среднем содержат 12% TiO_2.

Ярегское месторождение лейкоксена (Южный Тиман) — необычный представитель этой группы и представляет собой погребенную метаморфизованную девонскую россыпь, приуроченную к песчаникам эйфельского и живетского ярусов. Продуктивные горизонты залегают на метаморфических сланцах рифея. Нижний рудный горизонт сложен грубо- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, верхний — полимиктовыми конгломератами и разнозернистыми кварцевыми песчаниками. Рудные минералы представлены полуокатанными зернами лейкоксена размером 0,2 – 1,5 мм и единичными зернами ильменита. В богатых пробах рудоносного песчаника содержится 8 – 10% TiO_2. Месторождение образовалось, очевидно, в результате размыва кор выветривания метаморфических сланцев рифея.

Метаморфогенные месторождения титана приурочены к древним кристаллическим сланцам, гнейсам, эклогитам и амфиболитам. Образуются в результате метаморфизма интрузивных, эффузивных и осадочных пород, обогащенных титаном. К этому типу относятся докембрийские хлоритовые сланцы, содержащие до 20% рутила (месторождение Харворд, США) и докембрийские гнейсы с рутилом — до 25% (месторождение Плюмо Идальго в Мексике).

На Кузнечихинском месторождении (Средний Урал) в амфиболитах содержится около 1,5% рутила, а в эклогитах Шубинского месторождения (Южный Урал) — 4,5.

Металлогения

Месторождения титана формировались преимущественно на ранней стадии геосинклинального этапа в связи с хорошо дифференцированными интрузиями

пород габбро-пироксенит-дунитовой формации. Среди них И. Малышев выделил две главные группы: 1) месторождения в анортозитах с ильменитовыми и рутил-ильменитовыми рудами; 2) месторождения в габбро с ильменит-магнетитовыми рудами. Переход от ильменитовых руд к магнетит-ильменитовым связывается с нарастающей степенью окисления при кристаллизации магматического расплава. С зонами активизации древних платформ связано образование многофазных плутонов щелочного и ультраосновного состава с лопаритовым, перовскитовым и титаномагнетитовым оруденением. В результате разрушения пород, содержащих ильменит, рутил и анатаз, формировались прибрежно-морские, пролювиальные и аллювиальные россыпи, среди которых известны как древние (ископаемые) палеозойского, мезозойского, палеогенового и неогенового возраста, так и современные образования.

Титановые месторождения принадлежат к продуктам различных эпох: докембрийской (Балтийский щит, Канадский щит, Индия, Южная Африка и др.), каледонской (Южная Африка, Норвегия, Урал), герцинской (Урал) и альпийской (Северная и Южная Америка).

■ .ВАНАДИЙ

Открыт в 1801 г. мексиканским минералогом Дель Рио; используется с начала XX в., когда его стали широко применять для легирования чугуна и стали, удаления из них кислорода и азота. Он дает плотное литье с мелким зерном и тонкими стенками, повышает твердость, упругость и сопротивление разрыву, снижает массу конструкций, повышает износоустойчивость, улучшает свариваемость стали.

Сплав железа с 35—80% ванадия — феррованадий и его заменители (карван, сольван, ферован и нитрован) используются в металлургии черных металлов для легирования (90% потребности в ванадии). Титано-ванадиевые сплавы (с содержанием ванадия до 17%) применяются для изготовления деталей реактивных самолетов и космической техники. Известны также сплавы ванадия с медью, танталом, ниобием, цирконием, никелем, кобальтом, алюминием и магнием.

Легированный ванадием чугун (0,1 – 0,35% V) широко применяется в машиностроении для изготовления частей механизмов, работающих с повышенным напряжением. Стали, легированные ванадием (до 1 – 5%), применяются для изготовления быстрорежущих инструментов (вместе с хромом, вольфрамом и молибденом). В химической отрасли промышленности ванадий применяется в качестве катализатора при крекинге нефти, производстве кислот, анилиновых красок, каучука, а также для окраски стекол и керамики, изготовления цветной пленки.

Общие запасы пентоксида ванадия в 19 странах мира 60 млн т, 90% из них сосредоточено в России, ЮАР, Венесуэле, США и Китае. Производство ванадиевых продуктов (V_2O_5) достигло 52 тыс. т. Главными производителями являются ЮАР, Россия, Китай и США. Цены на технический оксид ванадия (98%) в 1994 г. составляли 3 – 4 долл/кг. Феррованадий и его заменители продавались по цене 8 долл/кг. Большинство месторождений, из руд которых извлекают ванадий, комплексные. Ванадий получают попутно с добычей главных компонентов: Fe, Ti, U, Pb, Zn, P, а также нефти. В США две трети производства ванадия связано с его получением из нефти, поставляемой из Венесуэлы.

В России сырьем для производства ванадия служат титаномагнетитовые руды. После доменной плавки этих руд почти весь ванадий переходит в чугун. В процессе передела чугуна на сталь остаются шлаки, содержащие до 25% V_2O_5. Эти шлаки подвергают обжигу с сильвинитом или содой и последующему выщелачиванию с выделением пентаксида ванадия; сплавляя его с железом, получают феррованадий.

В зарубежных странах около 90% ванадия получают из титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых руд, остальные — из уран-ванадиевых (карнотитовых), ванадиевых (роскоэлитовых) руд и фосфоритов, бокситов, глин зоны аргиллитизации, окисленных полиметаллических руд и нефти.

К уникальным относят месторождения с запасами V_2O_5 в миллионы тонн, к крупным — сотни, средним — десятки и мелким — единицы тысячи тонн. Минимальные содержания ванадия в титаномагнетитовом концентрате 0,3%, вредные примеси — CaO и P.

Геохимия и минералогия

В природе известно два стабильных изотопа ванадия — редко встречающийся ^{50}V и широко распространенный ^{51}V. Кларк ванадия 0,02%. Повышенные содержания ванадия отмечаются в габбро и базальтах. Коэффициент концентрации ванадия равен 30.

В магматических образованиях известны соединения только трехвалентного ванадия. Близость ионных радиусов V^{3+} и широко распространенных в магматических породах Fe^{3+} и Ti^{4+} приводит к тому, что ванадий в гипогенных процессах находится в рассеянном состоянии. Концентраторами его являются минералы, содержащие железо и титан, — титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит, пироксены, амфиболы и гранаты.

В гидротермальных образованиях встречаются минералы трех-, четырех- и пятивалентного ванадия. Склонность ванадия к образованию комплексных соединений с галоидами (хлор, фтор) способствует переносу ванадия гидротермальными растворами.

В экзогенных условиях ванадий переносится речными и морскими водами в виде взвесей и истинных растворов (VCl_3, VCl_4, VOCl, $VOCl_3$), а также адсорбируется гидроксидами железа, алюминия и органическим веществом. В зоне гипергенеза растворы, обогащенные ванадием, легко образуют ванадаты — соли ортованадиевой кислоты (H_3VO_4).

Известно около 90 минералов ванадия, большая часть из них ванадаты, остальные относятся к оксидам, силикатам и сульфидам. Кроме того, известны многочисленные ванадийсодержащие минералы, в которых концентрация ванадия составляет 2 – 10%.

Промышленными минералами ванадия являются: титаномагнетит с содержанием 0,3 – 10% V_2O_5, роскоэлит $KV_2AlSiO_3O_{10}[OH]_2$ (19 – 29), карнотит $K_2U_2[VO_4]_2O_4 \cdot 3H_2O$ (20), ванадинит $Pb_5[VO_4]Cl$ (19), деклуазит (Zn, Cu)Pb$[VO_4]$OH (20 – 23), кулсонит $Fe(Fe, V)_3O_4$ (5) и патронит VS_4 (29).

Типы промышленных месторождений

К промышленным месторождениям ванадия принадлежат: магматические, метасоматические, вывет-

ривания, россыпные, осадочные и метаморфогенные образования.

Магматические месторождения

Наиболее крупные массивы ванадиеносных ультраосновных и основных пород, площади которых измеряются в несколько сотен и даже тысяч квадратных километров, приурочены к анортозитовой формации (Канадский щит) и формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (бушвельдский комплекс). Нескольких десятков квадратных километров достигают площади пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, с которыми связаны месторождения ванадийсодержащих титано-магнетитов на Урале. Запасы ванадия на отдельных месторождениях указанных формаций составляют несколько миллионов тонн при содержании ванадия в рудах 0,1 – 1%.

Главные минералы-концентраторы ванадия — титаномагнетит и магнетит. В основном они кристаллизовались позднее силикатов, о чем свидетельствует сидеронитовая структура руды. Наиболее высокие концентрации ванадия наблюдаются в рудных минералах пород основного, меньшие — в породах ультраосновного состава.

Примерами уникальных месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд являются Качканарское железорудное месторождение на Урале и ильменит-магнетитовые месторождения бушвельдского комплекса в ЮАР.

Метасоматические месторождения

В Онежском прогибе (Южная Карелия), выполненном углеродсодержащими вулканогенно-осадочными породами раннепротерозойского возраста, в конце 70-х — начале 80-х годов обнаружены месторождения уран-благороднометально-ванадиевых руд. В районе выявлено 11 рудоносных зон складчато-разрывных деформации. Рудоносные зоны представлены антиклинальными складками, ядра которых сложены доломитами и глинисто-карбонатными породами, а крылья — углеродистыми сланцами и алевритами. Рудные залежи, приуроченные к контакту этих пород, имеют сигарообразную, шнуровидную и ленточную форму и кли-

новидное сечение. Глубина их залегания 150—180 м, мощность до 40 м, протяженность до 2,5 км. Среднее содержание оксида ванадия в рудах 2,5—3,5%, урана — 0,15—0,25%, а также повышенное содержание золота, серебра, платины и других элементов.

Ванадий заключен в слюдах — роскоэлите, флогопите, а также в гематите и других минералах. Уран представлен настураном, коффинитом и частично уранинитом. Благородные металлы (Au, Ag, Pt и Pd) связаны с сульфидами и селенидами Pb, Bi и Cu. Всего на месторождениях этого района выявлено 80 рудных минералов и около 30 химических элементов. По многообразию минералов и элементов комплексные месторождения Онежского прогиба (Средняя и Верхняя Падма, Весеннее, Царевское и др.) уникальны и не имеют близких аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом.

Основной объем рудных тел приходится на карбонатно-роскоэлит-мусковитовые метасоматиты, являющиеся главными источниками ванадия и урана. Жильные и брекчиевые благороднометальные руды тяготеют к осевым частям залежей, где они образуют системы кварц-карбонат-селенид-сульфидных жил и штокверков, содержащих платиноиды, золото, серебро, медь и молибден. Наиболее высокие концентрации этих элементов наблюдаются в зоне окисления-восстановления, развитой над жильно-штокверковым оруденением.

Время формирования оруденения длительное (1900—1700 млн лет). Месторождения относятся к полигенным и полихронным образованиям. В них отмечено четыре этапа эндогенного рудообразования (метасоматического, метаморфогенного, рудного гидротермального и пострудного гидротермального) и экзогенного с образованием коры выветривания и зоны вторичного обогащения. Прогнозные запасы оксида ванадия по месторождениям Онежского прогиба оцениваются в 300 тыс. т.

Месторождения выветривания

Месторождения зоны окисления полиметаллических месторождений широко распространены в Африке (Берг-Аунас, Тсумеб, Абенаб в Намибии; Брокен-Хилл в Замбии), встречены в Австралии, Аргентине,

Мексике, России, США. Как правило, это небольшие по запасам месторождения ванадия, который концентрируется только в окисленных рудах (до 5—6%). Коренные сульфидные руды содержат ванадий в небольших количествах (0,00n—0,0n%). Рудные тела имеют трубообразную форму, верхняя часть их сложена окисленными рудами, содержащими церуссит, смитсонит, малахит, азурит, англезит и минералы ванадия — деклуазит, купродеклуазит и ванадинит. Глубина зон окисления обычно не превышает нескольких сот метров. Иногда они встречаются и на больших глубинах, что связано с циркуляцией подземных вод по глубинным структурам повышенной пористости.

Карнотитовые и роскоэлитовые месторождения в пестроцветных отложениях (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты) мезозойского чехла (тип «плато Колорадо») распространены во многих странах, но наибольшее значение они имеют в США, где в них отмечается высокая концентрация ванадия (до 1,7%), повышенные содержания урана (0,18—0,3 U_3O_8) и меди (~0,5).

Россыпные месторождения

Крупные прибрежно-морские россыпи ванадийсодержащих титаномагнетитовых песков известны в Новой Зеландии (запасы 800 тыс. т с содержанием 0,7% V_2O_5). Подобные россыпи обнаружены на побережье Черного и Каспийского морей, на восточном побережье Камчатки и на Курильских островах.

Осадочные месторождения

В пластовых фосфоритах Скалистых гор (США) пермского возраста отмечены наиболее высокие концентрации ванадия (до 0,22%), который получают из отходов предприятий, перерабатывающих фосфориты.

Повышенной ванадиеносностью характеризуются высокосернистые сорта нефти Урало-Волжской провинции, Венесуэлы и Ирана. Патронит в асфальтитах успешно отрабатывался в единственном месторождении этого типа — **Минас Рагра (Перу)**, представленном жилообразной залежью асфальтита протяженностью до 1 км и мощностью 8—12 м, находящейся в глинистых сланцах, песчаниках и известняках мелового

возраста. Содержание ванадия в рудной массе около 6%, в золе — до 36, кроме того, руда содержала никель и молибден.

Значительное количество ванадия концентрируется в ряде осадочных месторождений железных руд, бокситов, углей и углеродисто-кремнистых сланцев. В оолитовых бурых железняках Лотарингского и Керченского бассейнов содержится 0,05—0,1% V_2O_5. Повышенные содержания (0,1—0,2% V_2O_5) установлены в бокситах Италии, Югославии, Индии, в углях Великобритании, России и США, в углеродисто-кремнистых сланцах хребта Каратау (Казахстан).

Метаморфогенные месторождения

Отонмяки (Финляндия) — ильменит-магнетитовое месторождение, приуроченное к амфиболитам, залегающим в гранитогнейсах. В амфиболитах отмечены две зоны линзовидных рудных тел, сложенных ильменит-магнетитовыми рудами со средним содержанием ванадия 0,62%. Из получаемого магнетитового концентрата ежегодно извлекают 1,3—1,5 тыс. т ванадия.

Металлогения

В эндогенных условиях ванадий входит в состав титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых месторождений, возникающих на ранней стадии геосинклинального этапа в связи с интрузиями пород габбро-пироксенитовой формации. В экзогенных условиях он связывается с осадочными толщами углеродисто-кремнистых черных сланцев геосинклинального этапа, а также с осадочными рудами железа, бокситов, углей платформенного этапа и зонами окисления месторождений уран-ванадиевого и полиметаллического состава.

Главные эндогенные месторождения ванадия сосредоточены среди образований протерозойской и каледонской металлогенической эпох. Для экзогенных месторождений В. Холодов выделяет восемь эпох формирования, из которых главнейшими являются глобальная раннепалеозойская эпоха распространения металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев и мезозойско-кайнозойская эпоха формирования

морских и речных оолитовых железных руд, являющихся концентраторами ванадия.

Список литературы к разделу I. «Черные металлы»

Бекмухаметов А. Е. Магматогенные железорудные формации. М.: Недра, 1987.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979.

Борисенко Л. Ф. Руды ванадия. М.: Наука, 1983.

Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982.

Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения / В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская, Е. Ф. Белоусов, К. А. Инина. Петрозаводск: Карелия, 1981.

Дымкин А. М., Чайка В. М. Эволюция накопления природных соединений элементов семейства железа в истории развития литосферы. М.: Наука, 1992.

Железные и марганцевые руды Дальнего Востока / Г. И. Архипов, Е. А. Кулиш, Л. И. Кулиш, К. М. Меркурьев, И. М. Фрумкин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.

Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1981.

Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды. М.: Недра, 1982.

Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Киев: Наукова думка, 1986.

Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986.

Россыпные месторождения титана СССР. — М.: Недра, 1976.

Справочник для геологов по черным металлам / В. М. Григорьев, Л. Ф. Борисенко, Г. Г. Кравченко, В. П. Рахманов. М.: Недра, 1985.

Раздел II
ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

К цветным металлам — основным продуктам цветной металлургии относятся алюминий, магний, никель, кобальт, медь, свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден, висмут, сурьма и ртуть.

■ АЛЮМИНИЙ

В 1865 г. русский химик Н. Бекетов получил алюминий путем вытеснения его магнием из расплавленного криолита (Na_3AlF_6). Этот способ нашел промышленное применение в Германии и Франции в конце XIX в. После изобретения способа электролиза криолито-глиноземных расплавов (1886 г.), которое было сделано одновременно во Франции П. Эру и в США Ч. Холлом, а также разработки в России К. Байером (1887 г.) гидрощелочного способа получения глинозема были созданы благоприятные условия для развития алюминиевой отрасли промышленности. Для получения глинозема из низкосортных бокситов стали применять также метод спекания, разработанный русскими и американскими технологами.

Алюминий благодаря своей легкости (плотность 2,7 г/см^3), высокой электропроводности, большой коррозионной устойчивости и достаточной механической прочности (особенно в сплавах с Cu, Si, Mg, Mn, Zn, Ni и другими металлами) нашел применение в авиационной (его называют «крылатым металлом»), автомобильной и электротехнической отраслях промышленности, на транспорте, в строительстве, а также при изготовлении упаковочных материалов и предметов

домашнего обихода. Отдельные сорта бокситов используются для производства абразивов и огнеупоров.

Общие запасы бокситов в 30 странах мира — 40 млрд т, 95% из них сосредоточено в тропическом поясе, в том числе: более 50% приходится на Гвинею, 40 — на Австралию, Венесуэлу, Бразилию, Индию, Вьетнам и Ямайку. Добывают бокситы в 26 странах в количестве 140 млн т в год, 80% этой добычи приходится на Австралию, Гвинею, Ямайку, Бразилию, Китай и Индию. Производство глинозема в странах, добывающих бокситы, превысило 52 млн т, а выплавка алюминия — 24 млн т в год. Цены на металлургические бокситы колеблются от 17 до 29, а глинозема — от 430 до 475 долл/т, алюминий стоит 1200 долл/т. За последние годы производство алюминия возросло более чем в 10 раз. По объему получаемого металла он занимает второе место после железа.

Дореволюционная Россия не имела алюминиевой промышленности. В СССР на базе дешевой электроэнергии мощных гидростанций и ряда выявленных месторождений бокситов была создана крупная современная глиноземная и алюминиевая промышленность. Впервые в мировой практике в Азербайджане была начата выплавка глинозема из алунитов Загликского месторождения и нефелиновых концентратов апатит-нефелиновых руд Хибинского (Кольский п-ов), уртитовых руд Кия-Шалтырского (Кузнецкий Алатау) и нефелиновых руд Тежсарского (Армения) месторождений. Русскими специалистами разработан способ получения алюминия и его сплавов из высокоглиноземистых пород (кианитовых, силлиманитовых и андалузитовых сланцев).

Технологи Польши доказали возможность промышленного получения глинозема из каолинитовых глин, содержащих около 25% Al_2O_3 и 3% FeO. В Бразилии и Гайане на ряде бывших бокситовых рудников начата добыча каолина для производства глинозема. Во Франции успешно опробован новый двукислотный метод переработки глин, сланцев и отходов угольного производства для извлечения глинозема. В Италии глинозем извлекают из лейцитов путем восстановительного содово-известковистого спекания. В ФРГ проведены полупромышленные испытания красных илов Северного

моря и доказана экономическая эффективность их добычи со дна моря и переработки на глинозем.

К уникальным относятся месторождения с запасами бокситов более 500 млн т, к крупным и средним — 500 — 50, мелким — менее 50.

К бокситам относят породы с содержанием глинозема более 28% и в 2,6 раза меньше кремнезема. Качество бокситов, перерабатываемых на глинозем по способу Байера, должно отвечать требованиям ГОСТа 972-82 (содержание Al_2O_3 — более 28%, бокситовый критерий Б — более 6). Бокситовый критерий рассчитывается по формуле: $Б_1 = (Al_2O_3 - 2{,}269 \cdot SiO_2 - 1{,}531 \cdot CO_2 - 1{,}043 \cdot S - 3{,}44 + 0{,}093 \text{ ппп}) \cdot 0{,}975$, где ппп — потери при прокаливании; для производства глинозема по способу спекания: $Б_2 = (Al_2O_3 - 1{,}393 \cdot SiO_2 - 0{,}179 \cdot Fe_2O_3 - 4{,}16 \cdot S - 19{,}51 + 0{,}326 \cdot CaO + 0{,}297 \text{ ппп}) \cdot 0{,}61$.

Лабораторными исследованиями установлена возможность извлечения из шламов при переработке бокситов — галлия, скандия, циркония, ниобия, тория, ванадия, редких земель и других попутных продуктов. Однако способ извлечения указанных компонентов в промышленных условиях не разработан.

Геохимия и минералогия

Алюминий представлен в природе только одним изотопом ^{27}Al. Кларк алюминия — 8,05%. Коэффициент его концентрации низкий и равен 5. В эндогенных условиях алюминий концентрируется в щелочных нефелин- и лейцитсодержащих породах и анортозитах. Он накапливается также при процессах алунитизации, связанных с гидротермальной переработкой кислых вулканических образований. Наибольшие скопления алюминия наблюдаются в остаточных и переотложенных корах выветривания на щелочных, основных и кислых породах.

В осадочных процессах глинозем растворяется и переносится только в кислых (pH менее 4) или сильно щелочных (pH более 9,5) растворах. Осаждение гидроксида алюминия начинается при pH, равном 4,1. В присутствии SiO_2 растворимость Al_2O_3 возрастает, а при наличии CO_2 снижается. Коллоидный глинозем по сравнению с коллоидным кремнеземом менее ус-

тойчив и быстрее коагулирует, поэтому при совместной миграции они разделяются.

В связи с различной геохимической подвижностью соединений алюминия, железа и марганца происходит их дифференциация в прибрежной зоне водоемов. Ближе к берегу накапливаются бокситы, в верхней части шельфа — железные руды, а внизу шельфа — марганцевые руды.

Алюминий входит в состав около 250 минералов, но промышленное значение из них в настоящее время имеют бемит и диаспор — $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (85% Al_2O_3), гиббсит (синоним гидраргиллит) — $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ (65,4%), нефелин $KNa_3[AlSiO_4]_4$ (34%), лейцит $K[AlSi_2O_6]$ (23,5%) и алунит — $KAl_3[SiO_4]_2(OH)_6$ (37%). Перспективны для извлечения алюминия кианит, силлиманит, андалузит и каолинит.

Важнейшими рудами для производства алюминия служат бокситы — горная порода, состоящая из гидроксидов алюминия, оксидов и гидроксидов железа, глинистых минералов и кварца, в которой отношение Al_2O_3 /SiO_2 не менее 2,6. По минеральному составу различают бокситы диаспоровые, бемитовые, гиббситовые, а также комплексные, состоящие из двух или трех перечисленных минералов. По текстуре они подразделяются на каменистые, рыхлые, оолитовые, бобовые, брекчиевые, яшмовидные. Оксидами железа они обычно окрашены в красные и бурые цвета различных оттенков. Встречаются также бокситы белые, серые, черные и других окрасок. Бокситы обладают высокой адсорбционной способностью и постоянно содержат примеси V, Cr, Ca, Ti и других элементов.

Аморфный глинозем с течением времени испытывает старение, в результате чего он преобразуется в бемит, а последний переходит в гиббсит. Поэтому в природе наиболее широко распространены гиббситовые бокситы.

Типы промышленных месторождений

Все промышленные типы бокситовых месторождений относятся к экзогенным образованиям. Они подразделяются на месторождения выветривания и осадочные. Месторождения выветривания, в свою оче-

редь, делятся на остаточные латеритные и остаточные переотложенные, а осадочные — на залегающие в терригенных толщах платформенных областей и связанные с карбонатными толщами геосинклинальных областей.

Месторождения выветривания

Остаточные латеритные месторождения

Латериты представляют собой продукты глубокого химического выветривания алюмосиликатных пород щелочного, основного, среднего и кислого состава, образовавшиеся в тропических и субтропических условиях в результате интенсивной длительной промывки теплой дождевой водой, выноса из них щелочей и кремнезема и накопления свободных оксидов алюминия, железа и титана. Латеритные месторождения, особенно кайнозойских тропических областей, имеют огромное практическое значение. В России погребенные латеритные месторождения бокситов в древних корах выветривания выявлены в пределах Белгородского района КМА (Висловское и др.), на Украине — в Ингулецко-Днепровском районе (Высоко-польское и др.).

Боке является крупнейшим в мире месторождением латеритных бокситов. Расположено в 135 км от побережья Атлантического океана в северозападной части Гвинеи.

Бокситовые залежи месторождения приурочены к холмистым возвышенностям (бовалям), окаймленным долинами рек глубиной до 100 м. Бокситовые латериты образовались в результате интенсивного выветривания силурийских граптолитовых сланцев в палеоген-неогеновое время в условиях слаборасчлененной пенепленизированной равнины. Мощность латеритной коры выветривания 10 — 15 м. Бокситы выходят на поверхность и, как правило, перекрыты железистыми латеритами (кирасой).

На месторождении выявлено более 100 бокситовых залежей, вытянутых в виде зоны северо-восточного простирания длиной 130 км при ширине 30 — 60 км, площадью свыше 3500 км^2 (рис. 21). По условиям формирования и залегания, а также по структурно-текстурным особенностям на месторождении отмечается

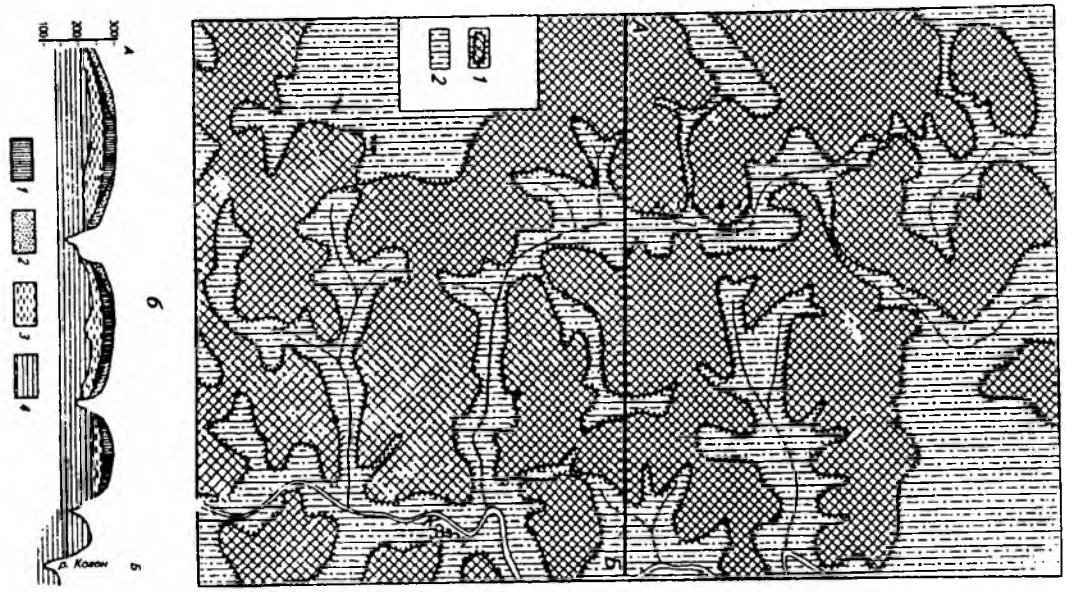


Рис. 21. Схема расположения в плане (а) и разрезе (б) бокситовых залежей месторождения Боке в Гвинее (по М. Дубовской и Б. Одокию)
1 — залежи кондиционных бокситов, расположенные на вершинах бовалей (возвышенностей); 2 — граптолитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика; образования коры выветривания на разрезе: 1 — преимущественно структурные бокситы; 2 — обломочные бокситы; 3 — аллиты, каолиновые глины; 4 — граптолитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика

две разновидности бокситов: элювиальные и делювиальные. Генетически и пространственно они тесно связаны между собой и переходят друг в друга.

Элювиальные бокситы представлены плотными каменистыми рудами с массивной, полосчатой и сланцеватой текстурой. Обычно они слагают верхнюю часть латеритной коры выветривания. В нижней части бокситоносной толщи иногда встречаются рыхлые и землистые разновидности бокситов.

Делювиальные бокситы представляют собой угловатые или слегка округлые обломки элювиальных бокситов размером от нескольких до 15 см, сцементированных пелитовым, алевролитовым или псаммитовым материалом, образовавшимся за счет разрушения элювиальных бокситов.

Основными рудообразующими минералами бокситов являются гиббсит и гематит с примесью в верхних частях залежи бемита (до 10%), каолинита (2 – 3%) и титановых минералов. Цвет бокситов обычно светло-розовый, бурый или красновато-коричневый, текстура брекчиевая, конгломератовая или пористая. Они характеризуются высоким содержанием глинозема (51 – 62%), низким содержанием кремнезема (1 – 2), оксидов железа (2 – 6) и титана (2 – 3). При бортовом содержании глинозема 50% общие запасы месторождения, доступные для открытой добычи, составляют около 3 млрд т.

Висловское месторождение расположено в юго-западной части Воронежской антеклизы, в южной части Яковлевского железорудного месторождения. Формирование бокситов на месторождении происходило в верхних зонах латеритной коры выветривания на филлитовидных сланцах курской серии и амфиболовых сланцах Михайловской серии раннепротерозойского возраста (рис. 22). Бокситы формировались на узких гребневидных поднятиях докембрийских пород, которые возвышались на 30 – 100 м над пенепленизированной всхолмленной поверхностью. На породах докембрийского кристаллического фундамента развита древняя кора выветривания мощностью от 5 до 170 м. В тектонически ослабленных зонах развита линейная кора выветривания, достигающая глубины 700 м от поверхности древнего фундамента. Глубина

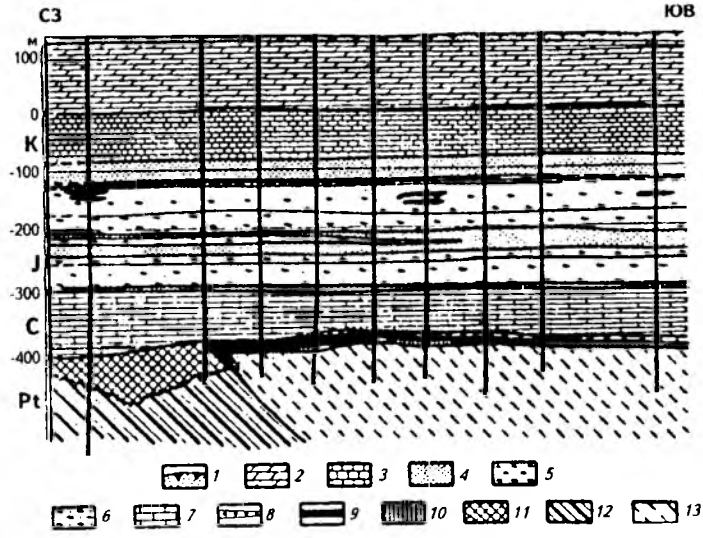


Рис. 22. Геологический разрез Висловского месторождения
1 — четвертичные суглинки; 2 — мергели; 3 — мел; 4 — пески; 5 — глины; 6 — глинистые пески, песчаные глины; 7 — известняки; 8, 9 — бокситы; 10 — аллиты; 11 — мартитовые и мартит-гидрогематитовые руды; 12 — магнетитовые кварциты; 13 — филлитовидные и хлорит-серицитовые сланцы

залегания бокситов над вышележащими осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя от 450 до 600 м. Протяженность бокситовых залежей месторождения достигает нескольких десятков километров, мощность — нескольких метров. Бокситы бемитового и бемит-гиббситового состава полосчатой, сланцеватой и псевдобобовой текстур, унаследованных от материнских пород. Бокситы хорошего качества содержат (в % мас.): глинозема — 48–50; кремнезема — 7–11; оксида железа (III) — 6–8; оксида железа (II) — 16–19; диоксида титана — 1,3; оксидов кальция и магния — по 0,6. Запасы бокситов составляют 80 млн т.

Остаточные переотложенные месторождения

К этому подтипу относятся месторождения Арканзасского района (США), Австралии и Гвианской береговой равнины (Гайана, Суринам и Гвиана). В России подобные месторождения не встречены.

Месторождения Гвианской береговой равнины образуют бокситоносную провинцию, вытянутую вдоль побережья Атлантического океана на 600 км при ширине 100 – 150 км. Месторождения приурочены к северному склону Гвианского щита, сложенного гранитами, диоритами и метаморфизованными осадочными и вулканогенными докембрийскими породами. На породах древнего фундамента расположены песчано-глинистые отложения мезозойско-кайнозойского возраста.

Латеритные бокситы залегают на плоских вершинах и склонах пологих холмов древнего фундамента высотой до 55 м, окаймляющих береговую равнину. Мощность бокситовых пластообразных залежей — до 12 м.

В песчано-глинистых породах расположены переотложенные аллювиальные бокситы неоген-палеогенового возраста. Мощность линзообразных залежей — до 10 м. Наиболее высококачественные бокситы приурочены к центральным частям бокситовых залежей. Среди бокситоносных отложений наблюдаются горизонтальная слоистость, линзы и прослои углистых глин и лигнитов.

Бокситы очень высокого качества содержат от 58 до 66% Al_2O_3 при минимальном содержании кремнезема и оксидов железа (0,1 – 2,5%). Общие запасы бокситов провинции — 850 млн т.

Месторождения Австралии. Крупнейшие в мире месторождения бокситов находятся в Северной и Юго-Западной Австралии. Они представлены пластообразными залежами площадью в сотни квадратных километров, приуроченными к площадям развития латеритного покрова по докембрийским метаморфическим и изверженным породам (месторождения Уэйпа, Гов), базальтам и пирокластическим породам (Митчелл-Плато), долеритам и глинистым сланцам (Дарлинг-Рейндж).

В бокситоносной толще обычно выделяются два или три горизонта мощностью 2 – 15 м, которые сложены преимущественно пизолитовыми, галечными, гравийными и брекчиевыми бокситами, сцементированными более рыхлой массой такого же химического и минерального состава, что и обломочные бокситы.

Качество бокситов очень высокое, в среднем они содержат (в % мас.): Al_2O_3 — 50–62; SiO_2 — 3–5; Fe_2O_3 – 12–20. Они обычно гиббситового состава при подчиненном количестве бемита. В бокситах отмечено присутствие гематита, магнетита, каолинита, диаспора, анатаза, корунда, кварца.

Бокситовые залежи образовались в результате переотложения на небольшие расстояния и, возможно, последующей бокситизации продуктов латеритной коры выветривания в позднемеловое и раннепалеогеновое время; бокситообразование прекратилось в позднеогеновое время в результате поднятия региона.

Общие запасы бокситов месторождений Австралии — 6,7 млрд т.

Осадочные платформенные месторождения

Приурочены к краевым частям синеклиз, к впадинам между выступами древних пород, к эрозионно-тектоническим котловинам и долинам, часто развивающимся в зонах сочленения платформ со складчатым обрамлением. Они залегают в континентальных отложениях преимущественно озерно-болотной фации, часто связаны с угленосными осадками, которые располагаются выше бокситовых и удалены от выступов фундамента далее, чем бокситы.

Примерами подобных месторождений являются визейские бокситовые месторождения Восточно-Европейской платформы, находящиеся в западной и северной периферических зонах Московской синеклизы (Тихвинский, Северо-Онежский, Средне-Тиманский и Южно-Тиманский районы). Месторождения этого типа каменноугольного и пермского возраста встречены также на Китайской и Северо-Американской платформах.

В юго-западной части Сибирской платформы и на Енисейском кряже (Чадобецкий, Татарский и Приангарский районы), а также в Тургайском прогибе (Амангельдинский, Западно-Тургайский и Центрально-Тургайский районы) месторождения бокситов приурочены к площадям развития карбонатных пород складчатого фундамента. Формирование их происходило в меловое и палеогеновое время в карстовых воронках, контактово-карстовых и карсто-котловинных депрессиях.

Тихвинская группа месторождений приурочена к полосе нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Московской синеклизы. Бокситоносная зона вытянута в субмеридиональном направлении на 260 км. В пределах зоны расположено более 30 месторождений. Дорудный фундамент месторождений Тихвинской группы сложен песчаниками, слюдистыми сланцами с линзами песков и пестроцветных песчаников верхнего девона.

Бокситоносные осадки несогласно залегают на пестроцветных глинах девона и приурочены к средней части тульского горизонта нижнего карбона. Перекрывается бокситоносная толща пестроцветными глинами с линзами песков, в некоторых случаях валунчатыми глинами и другими ледниковыми отложениями или песчано-растительным слоем. На породах тульского горизонта расположены песчано-глинистые породы нижнего карбона с прослоями известняков и редко доломитов, выше — четвертичные глины и суглинки.

Дорудный рельеф развивался на древних отложениях и представляет собой широкую возвышенность, вытянутую в меридиональном направлении и расчлененную долинами рек, широкими и глубокими оврагами. Длина этих долин — от 1 до 7 км, ширина — от 0,1 до 1 км, глубина — 10 – 40 м.

Промышленные залежи бокситов приурочены к овражно-балочным долинам и депрессиям в дорудном рельефе. Они имеют узкую вытянутую форму с плоской слабо вогнутой или неровной поверхностью кровли и выпуклой вниз подошвой (рис. 23). Глубина залегания бокситов до 100 – 150 м, но обычно не более 40 м. В поперечном сечении бокситовых залежей, в центральной части, находятся кондиционные бокситы, к периферии они сменяются аллитами (бокситоподобные породы, в которых кремнезем более чем в три раза превышает содержание глинозема) и сиалитами (каолинитовые породы, не содержащие свободного глинозема, с близким соотношением глинозема к кремнезему). В связи с этим содержание глинозема и оксидов железа постепенно увеличивается, а кремнезема уменьшается — от периферии к центру залежи. Исходным материалом при формировании бокситов служила кора выветривания девонских глин.

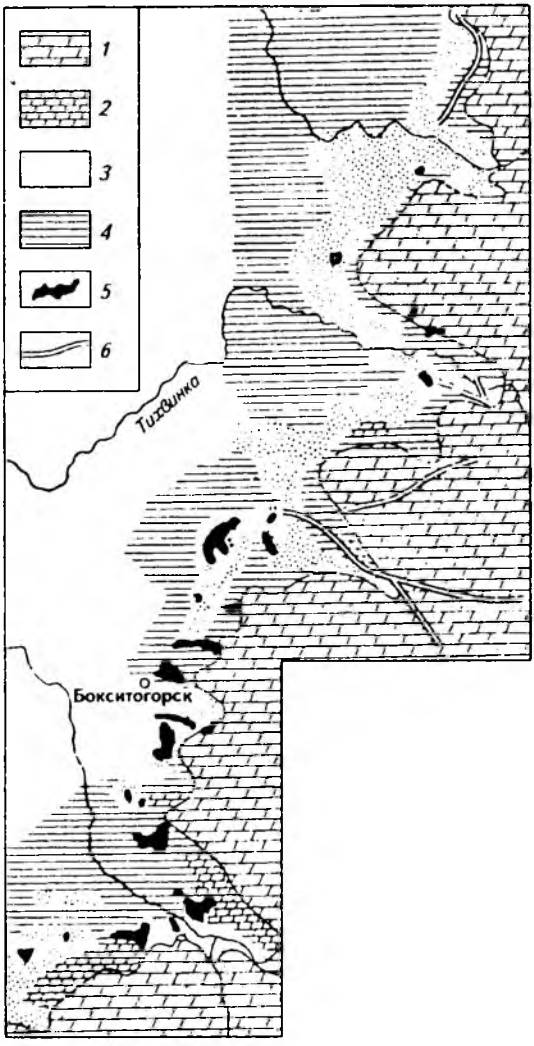


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Тихвинской группы бокситовых месторождений (по С. Вишнякову и Л. Кальнину)
1, 2 — известняки: 1 — серпуховской свиты, 2 — окской свиты; 3, 4 — песчано-глинистые отложения: 3 — нижнекаменноугольные, 4 — верхнедевонские; 5 — месторождения бокситов; 6 — направление палеодолин, заполненных прибрежно-дельтовыми отложениями

Бокситы характеризуются красновато-коричневой окраской, почти полным отсутствием слоистости, слабой сортировкой обломочного материала, большим количеством растительных остатков и вторичного кальцита. Среди бокситов выделяют каменистые, рыхлые и глинистые разновидности. По текстурным признакам среди них различают: обломочные, оолито-бобовые и тонкодисперсные (пелитовые). По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит-бемит-каолинитовому типу. Они содержат (в % мас.): Al_2O_3 — 36 — 49; SiO_2 — 11 — 18; Fe_2O_3 — 10 — 19. Отношение глинозема к кремнезему (кремневый модуль) по отдельным месторождениям изменяется от 2,8 до 4,1. Запасы бокситов — 148 млн т.

Южно-Тиманская группа месторождений. В этом районе наиболее древними образованиями являются карбонатные и сланцевые породы метаморфической серии рифейского возраста, на которых с резким угловым несогласием почти горизонтально залегают песчано-глинистые и карбонатные (известняки, доломитизированые известняки и доломиты) породы девонской, каменноугольной и пермской систем, почти повсеместно перекрытые четвертичными суглинками и супесями.

Бокситы связаны с терригенными отложениями тульского горизонта нижнего карбона (рис. 24). Они залегают на карбонатных и карбонатно-глинистых породах верхнего девона или на их делювии, а перекрываются карбонатными отложениями визейского возраста мощностью до 70 м. Иногда бокситовые залежи встречаются и в карстовой полосе, развитой в известняках, имеют вытянутую форму с извилистой нижней поверхностью пласта. Рудные залежи значительны по площади, но маломощны (до 2 — 5 м). На отдельных участках в разрезе встречены два-три пласта бокситов и связанных с ними пород. В основании бокситсодержащих пород залегают грубообломочные аллиты и бокситы, в средней части — пелитовые бокситы, в верхней — оолито-бобовые обломочные аллиты и каолиновые глины с примесью углефицированной растительности. Такое строение разреза объясняется тем, что по мере заполнения впадин бокситовым материалом происходили локальные просадки, сопровождаю-

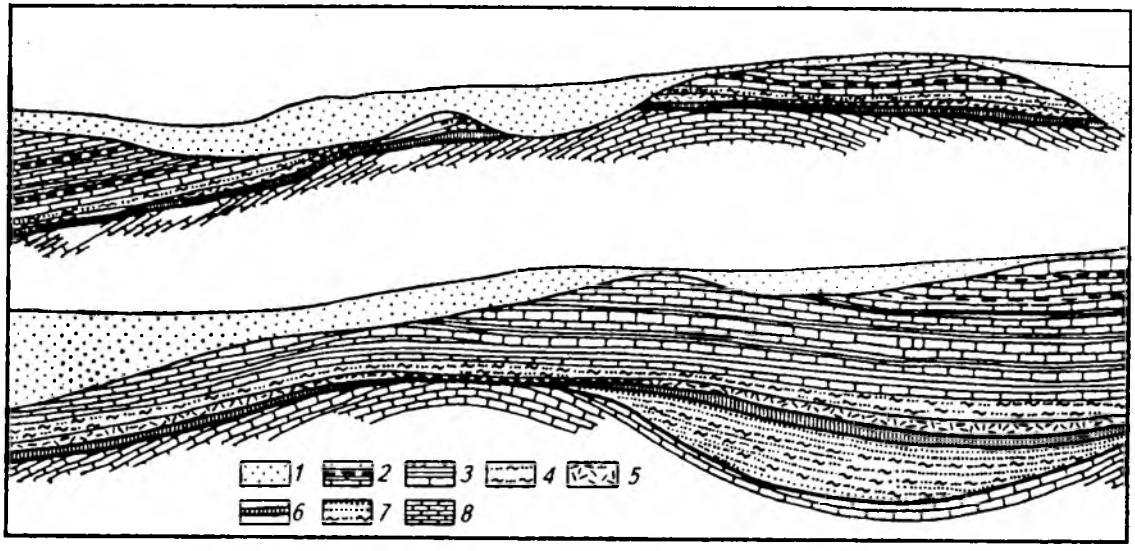


Рис. 24. Геологические разрезы месторождений Южного Тимана (по Ю. Крылову)
1 — четвертичные отложения; 2–7 — средне- и нижнекаменноугольные отложения: 2 — глины с прослоями известняков, 3 — известняки с прослоями глин, 4 — песчано-глинистые, 5 — угленосные, 6 — бокситы, 7 — пески с прослоями глин; 8 — известняки с прослоями глин верхнего девона

ющиеся повторением ритма осадочных пород, которые заканчивается накоплением углефицированной растительности (заболачиванием).

По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-гиббсит-бемитовому и каолинит-бемитовому типам; первый из них развит в северо-западной, а второй — в юго-западной частях района. По литологическим особенностям выделяются аргиллитоподобные и каменистые разновидности, обладающие серой окраской, массивной, брекчиевой и оолитовой текстурами; менее распространены глинистые серовато- и желтовато-белые бокситы. Пелитовая и метаколлоидная структура в средней части пласта вниз и вверх по разрезу сменяется оолито-бобово-обломочной.

По химическому составу бокситы высокоглиноземистые, высококремнистые, маложелезистые и часто высокосернистые. Они содержат (в % мас.): Al_2O_3 – 47 – 54; SiO_2 – 12 – 28; Fe_2O_3 – 4 – 13; S — 0,4 – 3; кремневый модуль изменяется от 2,6 до 3,2. Запасы бокситов — 74 млн т.

Амангельдинская группа месторождений расположена в восточном борту Тургайского прогиба. В состав группы входят пять месторождений бокситов — Аркалыкское, Северное, Верхне-Ашутское, Нижне-Ашутское и Уштобинское.

Палеозойский фундамент сложен дислоцированными породами докембрия и палеозоя — кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, основными эффузивами и их туфами, кремнистыми сланцами. Эти породы прорваны каледонскими гранитоидами. Центральная часть района сложена песчано-глинистыми и карбонатными породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона.

На породах фундамента развита древняя кора выветривания мощностью от нескольких до 60 м. На последней залегает бокситоносная свита палеоцен-эоценового возраста, представленная в нижней части песчано-глинистыми отложениями, на которых расположены каменистые, рыхлые, сухаристые и глинистые бокситы, фациально сменяющиеся гиббситсодержащими каолиновыми глинами. На бокситоносной свите залегает толща палеогеновых пород — песков, песчаников, глин и суглинков.

Залежи бокситов приурочены к краевым частям дорудных котловин, образовавшихся на площадях развития карбонатных пород. В связи с этим они залегают на склонах депрессий, приуроченных к контакту алюмосиликатных пород с карбонатными. Большая часть бокситовых залежей относится к контактово-карстово-котловинному типу, некоторые мелкие залежи являются типично карстовыми. Нижние горизонты некоторых залежей расположены в линейно-вытянутых вдоль структур палеозойского фундамента долинообразных карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях. Бокситы и генетически связанные с ними огнеупорные гиббсит-содержащие каолиновые глины залегают от поверхности до глубины 100 м. Они расположены в виде непрерывной цепочки обособленных горизонтальных и слабонаклонных рудных залежей линзообразной формы с неправильными извилистыми очертаниями в плане.

Бокситы представлены каменистыми, рыхлыми, сухаристыми и глинистыми разновидностями красновато-коричневой окраски. Основные рудообразующие минералы бокситов — гиббсит, гематит и каолинит, второстепенные — галлуазит, кварц, гетит, рутил, гипс, кальцит. Химический состав бокситов характеризуется значительными колебаниями компонентов (в % мас.): Al_2O_3 — 28 — 60 (в среднем 42 — 57); SiO_2 — 2 — 20 (в среднем 10 — 15); Fe_2O_3 — 0,5 — 30 (в среднем 11 — 16). Запасы бокситов — 270 млн т.

Осадочные геосинклинальные месторождения

Приурочены к срединным и окраинным частям геосинклинальных прогибов, к зонам сочленения последних с платформами. Они встречаются главным образом в перегибах, тяготеющих к краевым частям крупных антиклинориев и срединных массивов, которые в период бокситообразования представляли собой острова или значительные по площади участки суши. Образовались они в мелководных условиях во время перерывов в накоплении морских осадков и всегда располагаются выше поверхности несогласия. Часто бокситы залегают на закарстованной поверхности рифогенных известняков. Карстовые полости явились ловушками, благоприятными для накопления бокситов и сохранения их от последующего размыва.

По направлению к центрам депрессий и выступам дорудного рельефа бокситы выклиниваются, постепенно переходя в пестроцветные глины или расчленяясь на несколько прослоев. Бокситовые пласты и вмещающие породы обычно смяты в складки и метаморфизованы.

Источником для образования бокситов были коры выветривания приподнятых основных эффузивов, сланцев и других пород, расположенных вблизи карстовых полостей. В прибрежно-морских районах эксплозивной вулканической деятельности, как предполагают С. Гольдич (для Ямайки и Гаити) и А. Калугин, карстовые полости на рифовых плато заполнялись вулканическим пеплом, за счет выветривания которого происходило бокситообразование. Есть сторонники образования геосинклинальных бокситов вулканогенно-осадочным путем в зонах активной подводной (А. Пейве) или наземной (К. Зеленов) вулканической деятельности за счет выноса глинозема из вулканических и осадочных пород сольфатарами и фумаролами.

Бокситы геосинклинальных областей характеризуются высоким и выдержанным качеством. Среди них преобладают диаспор-бемитовые, диаспоровые и бемитовые разности, а слабодислоцированные месторождения содержат гибсит. Месторождения этого типа развиты в Северо-Уральском, Южно-Уральском, Салаирском и Боксонском бокситоносных районах России, в Венгрии, Греции, Франции, Югославии, Гаити, Доминиканской Республике, Ямайке.

Северо-Уральский бокситоносный район (СУБР). В этом районе известны (с севера на юг) Ивдельская, Северо-Уральская и Карпинская группы месторождений. Северо-Уральская — основная группа СУБРа — состоит из месторождений Красная Шапочка, Кальинское, Ново-Кальинское, Черемуховское, Сосьвинское и Всеволодо-Благодатское. Они приурочены к плоской меридионально вытянутой депрессии, сложенной известняками и сланцами среднего силура-девона. Бокситы залегают на размытой, закарстованной поверхности известняков нижнего девона. Кровля бокситов ровная, представлена битуминозными известняками и мергелями (рис. 25).

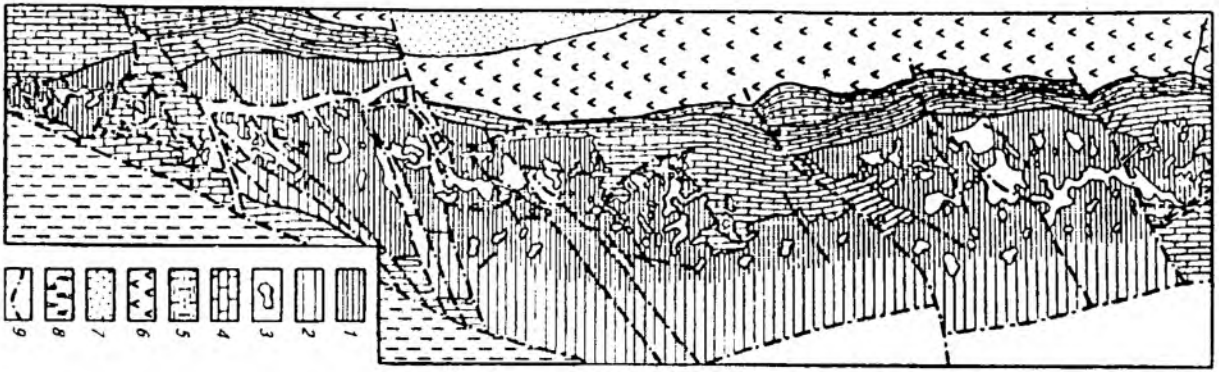


Рис. 25. Геолого-литологическая карта дорудного фундамента и бокситовых отложений Северо-Уральского бокситоносного района (по Г. Кирпалю)
1, 2 — площади развития бокситоносных отложений раннеэйфельского возраста: 1 — установленные, 2 — предполагаемые; 3 — безрудные участки; 4 — известняки рифогенные; 5 — известняки, битуминозные сланцы, песчаники и конгломераты; 6 — порфириты базальтовые и андезито-базальтовые; 7 — конгломераты, песчаники и песчано-глинистые сланцы; 8 — порфириты, туфопесчаники, песчаники, туфы базальтовые; 9 — тектонические нарушения

В пределах бокситоносной полосы развиты крутопадающие сбросы и взбросы с амплитудой смещения до 200 – 400 м. Наиболее крупные из них имеют субширотное простирание и, как правило, служат границами участков и месторождений. Залежи бокситов пластообразной формы с падением на восток под углами 25 – 45°. Рудный горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний — красные, маркие, немаркие и яшмовидные бокситы, верхний — пестро цветные пиритизированные бокситы. Красные маркие бокситы заполняют карстовые полости в известняках, а красные немаркие и яшмовидные тяготеют к склонам депрессий, пестроцветные встречаются повсеместно. Мощность красных бокситов изменяется от нескольких сантиметров до 20 м, изредка более. Мощность пестроцветных бокситов достигает 3 м (в среднем 0,5 – 0,7 м).

По минеральному составу красные бокситы относятся к диаспоровым, яшмовидные и пестроцветные — к диаспор-бемитовым. Текстура бокситов слоистая и бобовая. Красные бокситы характеризуются высоким качеством и содержат (в % мас.): Al_2O_3 — 53 – 55; SiO_2 — 2 – 6; Fe_2O_3 — 23 – 25; CaO — 1,6 – 2,5 (с глубиной возрастает); S — 0,1 – 0,4 (до 1%). Они составляют основную массу запасов разведанных месторождений — 185 млн т.

Месторождения Венгрии расположены в Задунайском Среднегорье, на площади 3400 км, в срединном внутригеосинклинальном горном массиве Мечек, находящемся между Альпами, Карпатами и Динарским нагорьем. Насчитывается свыше 400 залежей бокситов, приуроченных к юрским и триасовым известнякам или доломитам и перекрытых глинами, песчаниками и известняками мела или палеогена.

По морфологии выделяют пласто-, линзо-, воронко- и гнездообразные залежи. Большинство переотложенных бокситовых залежей относится к линзообразному типу. Площадь пластообразных залежей — от одного до нескольких квадратных километров, линзообразных — 0,5 км^2, воронкообразных, как правило, — менее 0,2 км^2. Мощность бокситовых залежей — 1 – 30 м. Гнездообразные залежи небольшого размера (по длине и ширине 10 – 60 м, мощность 1 – 6 м) выполняют уг-

лубления в слабо закарстованных доломитах. На долю пластообразных и сбросо-грабенных (пластообразных, осложненных сбросами) залежей приходится 67% запасов, линзообразных — 23%, воронкообразных — 10%. Возраст сбросов — мел-эоценовый, близкий к возрасту самих бокситов, поэтому в опущенных блоках сохранились наиболее мощные бокситовые пласты.

Бокситы бемитовые и гиббситовые. Структура их пелитоморфная, пизолитовая, оолитовая и обломочная, текстура — слоистая. Разрабатываются бокситы, содержащие (в % мас.): Al_2O_3 — 50–60; SiO_2 — 1–8; Fe_2O_3 — 15–20. Запасы бокситов — 350 млн т.

Месторождения Южной Франции. Бокситоносная полоса протягивается вдоль побережья Средиземного моря на 400 км при ширине 60 км. Бокситы залегают в понижениях закарстованной поверхности известняков нижнего мела (баррем-апт) и перекрыты песчано-глинистыми отложениями верхнего мела (сеноман-дат) и эоцена. Возраст бокситов обычно альб-апт. Рудные залежи пласто- и линзообразной формы мощностью 5–20 м (в карстовых полостях до 100 м) и протяженностью до 10–30 км. Нижняя часть залежей сложена железистыми красными бокситами, вверх по разрезу они постепенно переходят в бокситы розового, серого и белого цвета. Бокситы диаспоровые, бемитовые или гиббсит-бемитовые. Структура их афонитовая, пизолитовая, бобово-оолитовая, текстура — полосчатая. Бокситы высококачественные. В добываемых бокситах содержится (в % мас.): Al_2O_3 — 55; SiO_2 — 2–6; Fe_2O_3 — 20–25. Общие запасы высококачественных бокситов достигают 100 млн т.

Месторождения о. Ямайки. Бокситовые месторождения острова расположены на известняках среднеэоцен-раннемиоценового возраста, которые несогласно залегают на меловом нижнеэоценовом фундаменте. Наиболее интенсивное карстообразование происходило в среднемиоценовое время, тогда же начался главный этап формирования бокситовых залежей.

Крупные залежи бокситов приурочены к обширным вытянутым, чаше- и котловинообразным депрессиям на полях развития известняков. Иногда они приурочены к зонам тектонических нарушений, где про-

исходит более интенсивное карстообразование. Небольшие залежи образуют воронки, трубки и полости неправильной формы на склонах кавернозных известняковых поднятий. Бокситы расположены выше уровня грунтовых и карстовых вод, перекрыты маломощным почвенным слоем.

Всего на острове выявлено более 100 промышленных бокситовых залежей. Размеры их изменяются в широких пределах — от мелких карманов до гигантских тел протяженностью до 30 км. Мощность рудных тел — от нескольких десятков сантиметров до 30 м. Средняя промышленная мощность — 3 — 10 м.

По минеральному составу бокситы бемит-гиббситовые (1:3) с гематитом, гетитом, каолинитом и галлуазитом. Цвет их обычно красный, красновато-бурый и желтовато-бурый. Они плотные или землистые. Среднее содержание основных компонентов в бокситах (в % мас.): Al_2O_3 — 45 — 50; SiO_2 — 0,5 — 3,5; Fe_2O_3 — 17 — 23; P_2O_5 — 0,3 — 2. Высокое содержание оксидов железа и фосфора не позволяет относить их к высококачественным. Однако большие запасы бокситов (общие около 1 млрд т), залегание их вблизи от поверхности земли способствуют их промышленному использованию.

Небокситовое алюминиевое сырье

Месторождения небокситовых видов алюминиевого сырья делятся на пять генетических групп (по Г. Кирпалю): 1) *магматическую* (наиболее ценные нефелиновые — уртитовые, апатит-нефелиновые, сынныритовые; перспективные — анортозитовые, лабрадоритовые, лейцитовые и другие высокоглиноземные изверженные породы); 2) *гидротермальную* (алунитовые руды); 3) *экзогенную* (каолиновые глины, высокоглиноземистые аргиллиты, высокожелезистые аллиты и латериты, давсонитсодержащие, алюмофосфатные и цеолитсодержащие породы, углистые и битуминозные сланцы, анальцимовые песчаники и другие высокоглиноземистые осадочные породы); 4) *метаморфическую* (высокоглиноземистые сланцы — кианитовые, андалузитовые, силлиманитовые, ставролитовые и др.; железо-алюминиевые метаморфизованные руды); 5) *геотехногенную* — отходы металлургических и гор-

нодобывающих предприятий (хвосты обогащения углей; золы углей теплоэлектростанций; красные шламы, образующиеся при переработке бокситов; серицитосодержащие хвосты обогащения и другие отходы при переработке руд черных, цветных металлов и химической промышленности).

Нефелиновые руды — второй после бокситов по промышленному значению вид алюминиевого сырья. Месторождения апатит-нефелиновых руд, уртитов и нефелиновых сиенитов, перспективные для использования в глиноземной промышленности, известны во многих районах России (Кольский п-ов, Кузнецкий Алатау, Витимское нагорье, Северное Прибайкалье, Забайкалье и др.) Требования промышленности к качеству нефелиновых руд определяются содержанием основных компонентов (в % мас.): $Al_2O_3 > 22,5$; $SiO_2 < 45$; $Na_2O + K_2O > 9,5$; $Fe_2O_3 < 7$.

Уникальные месторождения калий-глиноземных пород (сынныритов) известны на севере Забайкалья (Калюминское, Трехглавое и др. в Бурятии, Ханинское и др. в Читинской обл.). Комплексная переработка сынныритов позволит получать глинозем, паташ, нитрат и метасиликат калия в условиях практически безотходного производства.

Алунитовые руды формируются в областях молодого вулканизма в результате воздействия вулканических сернистых газов и растворов, обогащенных серной кислотой, на вмещающие вулканические алюмосиликатные породы. Они образуют пласто- и чашеобразные залежи. Известны на Кавказе в Закарпатье, Казахстане, Средней Азии и Приморье. Руды, которые не требуется обогащать, должны содержать более 50% алунита и менее 10% глинистых минералов (в пересчете на каолинит). Для руд, нуждающихся в обогащении, содержание алунита должно быть более 25%, при обязательном его извлечении в концентрат — более 75%, а каолинита в руде должно быть менее 5%.

Крупнейшие запасы кианитовых сланцев разведаны на Кольском п-ове, где они могут разрабатываться открытым способом. Месторождения силлиманитовых сланцев имеются в Карелии, на Урале, в Иркутской обл., Бурятии, Красноярском крае и в Казахстане. Кианитовые, силлиманитовые и андалузитовые

концентраты, используемые в электротехническом производстве, должны содержать (в % мас.): $Al_2O_3 > 54$; $Fe_2O_3 < 1,2$; $TiO_2 + ZrO_2 < 2$; $CaO < 0,8$; $K_2O + Na_2O < 1,6$.

Железо-алюминиевые руды пригодны для получения чугуна, глинозема и цемента при содержании железа не менее 55 – 60% и отношении Al_2O_3 к SiO_2 более 2. Глины и каолины пригодны для переработки на глинозем при содержании Al_2O_3 более 26 – 30%. Давсонитовые руды, встречающиеся в толщах, заключающих осадки древних континентальных содовых водоемов, должны содержать Al_2O_3 более 20 – 25% на месторождениях, расположенных вблизи дешевых источников электроэнергии в восточных районах нашей страны, и не менее 30 – 35% — для месторождений европейской части России. Содержание кремнезема в рудах должно составлять менее 40 – 45% для восточных и 15 – 25% — для западных районов, окиси натрия в сырье — более 2,5 – 4%. Месторождения должны быть достаточно крупными, обеспечивающими значительный ежегодный объем выхода глинозема.

Металлогения

Наиболее благоприятные условия для образования бокситовых месторождений в рамках геологического цикла возникали дважды: на ранней стадии геосинклинального этапа, когда формировались осадочные геосинклинальные месторождения, и в платформенный этап, когда появились латеритные и осадочные месторождения.

Главнейшими эпохами бокситообразования, согласно Г. Кирпалю и В. Тенякову, являются для территории России — девонская, раннекаменноугольная, меловая и палеогеновая, а для зарубежных стран — палеогеновая и неогенчетвертичная.

В девонскую эпоху сформировались наиболее высококачественные бокситы осадочных геосинклинальных месторождений Северного Урала и Салаира, а также платформенные Средне-Тиманского района. В раннекаменноугольную эпоху бокситообразование охватило краевые части Восточно-Европейской платформы, и были сформированы осадочные месторождения в Северо-Онежском, Южно-Тиманском и Тих-

винском районах, а также латеритные (остаточные) месторождения в Белгородском бокситоносном районе КМА.

В течение меловой и палеогеновой эпох осадочное бокситообразование происходило почти непрерывно как на платформах, так и в геосинклиналях на территории России (Украинский щит, Тургайская, Южно-Сибирская и Центрально-Сибирская провинции и др.) и ряда зарубежных стран (Венгрии, Югославии, Греции, Италии, Франции, Турции, Австралии, Северной и Южной Америки).

В неоген-четвертичную эпоху сформировались главнейшие латеритные бокситовые месторождения (95% запасов зарубежных стран) — экваториальной Африки, Австралии, Индии, Доминиканской Республики, Гаити, Гайаны, Суринама и Ямайки.

МАГНИЙ

Впервые полученный в 1829 г. французским химиком А. Бюсси металлический магний начали применять в промышленности в конце XIX в. Сплавы магния с алюминием, цинком и марганцем характеризуются высокой прочностью и легкостью.

Мировое производство металлического магния составляет 300 тыс. т в год. Половина его извлекается из доломита, а вторая половина — примерно поровну из магнезита, морской воды и рассолов. Производство магния из доломита организовано во Франции и Великобритании, из магнезита — в США, Канаде, Франции и ФРГ, из рассолов — в России, Казахстане и США, из серпентинизированных дунитов и гарцбургитов — в ЮАР и Австралии. Цена металлического магния — 3 долл/кг.

Кларк магния — 1,87%, среднее содержание в морской воде — 0,13%. Магний — один из самых легких металлов (плотность — 1,74 г/см^3). Из трех изотопов магния (массовые числа 24–26) в природе наиболее распространен ^{24}Mg.

Главные виды магниевого сырья — доломит — $CaMg(CO_3)_2$ (13,1% магния), магнезит — $MgCO_3$ (28,7), брусит — $Mg(OH)_2$ (44,12), карналлит — $MgCl \cdot KCl \cdot 6H_2O$ (8,7), бишофит — $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (11,9) и морская

вода. Магнезит, пригодный для производства металлического порошка, должен содержать (в % мас.): MgO > 43; CaO < 2,5; SiO_2 < 2.

Месторождения магнезита известны в России на Урале (Саткинская, Белорецкая, Катав-Ивановская группы месторождений), в Иркутской области (Савинское, Онотское), Красноярском крае (Удерейское), а также в Казахстане (Ушчарышх). Крупные месторождения магнезита имеются в Австрии, Греции, Чешской Республике, Югославии, КНР, КНДР, Канаде и США.

Месторождения доломита в карбонатных толщах осадочного происхождения широко распространены, и запасы их огромны. Месторождения магнезита образуются преимущественно в гидротермальных среднетемпературных условиях в результате метасоматического замещения магнезиальными растворами известняков и доломитов и при воздействии горячих растворов, содержащих CO_2, на ультраосновные породы. Скопления скрытокристаллического («аморфного») магнезита образуются также при выветривании ультраосновных пород.

Магнезиальные соли встречаются в больших количествах в солевых отложениях озер Казахстана, в водах Аральского и Каспийского морей. Месторождения ископаемого карналлита осадочного происхождения известны в соляных месторождениях России (Верхнекамское на Урале), Белоруссии (Солегорское), ФРГ, Франции, Испании и других стран.

Волгоградское уникальное месторождение бишофита находится в соляном бассейне Прикаспийской синеклизы в породах кунгурского яруса нижнепермской системы. Бишофит найден внутри соляных толщ в ассоциации с карналлитом, кизеритом, сильвином и галитом. На некоторых участках бишофит образует почти мономинеральные (с содержанием 88—96% минерала) залежи мощностью 10—40, иногда 100—200 м. В пределах Приволжской моноклинали установлено наличие четырех пластов бишофита на глубине 1000—1800 м, два из них имеют региональное распространение. Пласты бишофита прослежены скважинами по простиранию до 400 км, вкрест простирания на 30—40 км. Запасы бишофита на этой площади — более

200 млрд т. Это месторождение может разрабатываться методом подземного выщелачивания.

■ НИКЕЛЬ

В чистом виде никель был получен в 1751 г., однако известен с глубокой древности и получил практическое применение за 2000 лет до его открытия. Правда, эта известность относится к области исторических курьезов. В III—II вв. до н. э. в грекобактрийском царстве чеканились монеты из сплава, содержащего 78% Cu и 20% Ni. Этот необычный для того времени сплав получался в результате использования медно-никелевых руд. Впоследствии рецепт получения никелевой бронзы был надолго забыт. Много позднее проблема никеля возникла в Европе. По составу бактрийский сплав близок средневековому «купферникелю», доставлявшему много хлопот саксонским рудокопам и металлургам, которые никак не могли получить чистую медь из таких руд и обвиняли в этом хранителя горных недр гнома Никеля.

Промышленное производство никеля началось в первой половине XIX в. Никель характеризуется высокой химической и термической стойкостью и используется для покрытия металлических изделий. Добавка его к сталям (от 0,5—7 до 35%) повышает их вязкость, упругость. Большая часть никеля (около 60%) используется в металлургии для производства нержавеющих сталей. Применяются также сплавы никеля с медью, цинком, алюминием (латунь, нейзильбер, мельхиор, бронза), сплав никеля и хрома (нихром), а также монетный сплав (75% Cu + 25% Ni).

Общие запасы никеля в 28 зарубежных странах на начало 2002 г. оценивались в 136 млн т, из них разведанные запасы составляют более 54 млн т. Наиболее крупными запасами обладают Новая Каледония (около 18% всех запасов зарубежных стран), Куба, Австралия, Канада, ЮАР, Индонезия, Китай, Албания, Греция. В России никелевые месторождения расположены на Кольском п-ове, в Красноярском крае, на Южном Урале. Уникальные месторождения содержат более 500 тыс. т металла, крупные — 500—250 тыс. т, мелкие — менее 100 тыс. т. Основу минерально-сырьевой базы никеля

составляет относительно небольшое число месторождений: в 34 наиболее крупных сосредоточено 91% мировых подтвержденных запасов, они обеспечивают 93% мировой добычи. Добыча никелевых и никельсодержащих руд ведется в 26 странах мира, ежегодное производство металлического никеля превышает 1 млн т. Основными мировыми производителями металлического никеля являются Россия (почти 22%), Япония (более 13%), Канада (более 12%) и Австралия (11%). Обеспеченность разведанными запасами современного уровня добычи и потребления составляет более 70 лет. Стоимость никеля в последние годы снижается — с 13,5 тыс. долл/т в 1989 г. до 5,3 тыс. долл/т в 1993 г.

Геохимия и минералогия

Кларк никеля — $5{,}8 \cdot 10^{-3}$%, его значение повышается от кислых пород ($8 \cdot 10^{-4}$) к основным ($1{,}6 \cdot 10^{-2}$) и ультраосновным ($2{,}2 \cdot 10^{-1}$). Этим определяется связь промышленных концентраций никеля с базит-гипербазитовыми магмами подкоровых очагов. В ультраосновных породах никель связан с оливинами, в которых он изоморфно замещает железо и магний, и его концентрации достигают иногда 0,4%. Никель характеризуется большим сродством с серой, поэтому при достаточной концентрации ее в магматическом расплаве он обособляется в виде сульфидов вследствие ликвации расплава на силикатную и сульфидную фазы. Вместе с никелем в сульфидный расплав переходят медь, кобальт, платиноиды, часть железа. Вследствие этого образуются специфические по составу сульфидные медно-никелевые руды.

Из гранитоидных магм никель может иногда выноситься гидротермальными растворами вместе с кобальтом, мышьяком, серой, а также висмутом, серебром, ураном и образовывать жильные месторождения арсенидов и сульфидов.

В гипергенных условиях никель накапливается в корах выветривания, формирующихся на массивах серпентинизированных гипербазитов.

Известно 45 минералов никеля, из них промышленное значение имеют в сульфидных рудах: пентландит (Fe, Ni) S (22 — 42% Ni), миллерит NiS (65), никелин

NiAs (44), хлоантит $NiAs_{2-3}$ (4,5 – 21,2), полидимит Ni_3S_4 (40 – 54), герсдорфит NiAsS (26 – 40); в силикатных рудах: гарниерит NiO Si02 · H2O(NiO — 46%), непуит 12NiO · 3 SiO_2 · $2H_2O$ (20 – 46), ревденскит 3(Ni,Mg)O ·2SiO_2 · $2H_2O$ (46) и никельсодержащий нонтронит $Fe_2[AlSi_3O_{10}]$ $(OH)_2$ · nH_2O. В зонах окисления мышьяковистых руд развивается аннабергит Ni_3As_3 O_8 · $8H_2O$ (37% NiO), имеющий в основном поисковое значение.

Основные типы никелевых руд — сульфидные медно-никелевые и силикатные никелевые.

Сульфидные медно-никелевые руды состоят из пирротина, халькопирита, пентландита. Среднее содержание никеля в них колеблется от 0,25 до 4%, меди — от 0,2 до 7,5% в зависимости как от типов месторождений, так и от типов руд — сплошных, брекчиевидных или вкрапленных. При содержании никеля более 2% измельченные руды поступают в плавку без обогащения. При более низких содержаниях они обогащаются методом флотации с получением никелевых концентратов, содержание никеля в которых достигает 12%. Помимо никеля концентраты содержат попутно извлекаемые медь, кобальт, золото, серебро, платину и платиноиды, селен и теллур.

Латеритные никелевые руды представляют собой рыхлые глинистые породы с обломками серпентинитов, кремнистых образований, бурого железняка. Среднее содержание никеля в латеритных рудах колеблется от 0,9 до 2,9%. Выделяется две разновидности руд — оксидные (лимонитовые) и силикатные (гарниеритовые).

Оксидные руды сложены охрами и охристо-кремнистыми образованиями и отличаются высоким содержанием кобальта, присутствующего в форме асболанов. Никель содержится в гидроксидах железа. Руды после сушки и обжига перерабатываются гидрометаллургическим способом с извлечением никеля от 60 до 90%.

Силикатные руды перерабатываются пирометаллургическим способом с прямым получением ферроникеля.

Продукция никелевого производства подразделяется на два класса: класс 1-й включает разнообразные продукты с чистотой металла не меньше 99,9%, класс

2-й — оксид никеля (75 – 90%), ферроникель (20 – 40%) и другие продукты.

Типы промышленных месторождений

В настоящее время выделяют две группы промышленных типов месторождений — магматические и кор выветривания.

В магматических месторождениях сульфидных медно-никелевых руд сосредоточено около 29% запасов никеля, в латеритных рудах месторождений кор выветривания — более 71%. Кроме того, никель попутно извлекается из комплексных руд плутоногенных гидротермальных месторождений, в первую очередь принадлежащих рудным формациям — арсенопирит-глаукодот-кобальтиновой, шмальтин-хлоантит-никелиновой, пятиэлементной (Ni-Co-Ag-Bi-U).

В России в сульфидных медно-никелевых месторождениях сосредоточено около 89% разведанных запасов, 11% — в силикатных никелевых, менее 0,1% — в кобальтовых арсенидных и сульфоарсенидных.

В ближайшие годы возможно начнется промышленное освоение месторождений железо-марганцевых конкреций океанического дна — будет создан новый источник металлов, в том числе никеля (новый промышленный тип месторожений). Ресурсы никеля, заключенные в железо-марганцевых конкрециях на дне Мирового океана, достигают 73 млрд т, среднее содержание никеля в конкрециях — 1,3%.

Магматические месторождения

Ликвационные магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд связаны с расслоенными интрузивами, входящими в состав формаций базит-гипербазитового ряда. Рудоносные интрузивы располагаются исключительно в пределах зон активизации платформ. Они приурочены к архейским зеленокаменным поясам, протерозойским рифтогенным структурам, каледонским и герцинским зонам тектоно-магматической активизации древних платформ. Рудоносные массивы являются составными частями сложных и длительно формировавшихся магматических комплексов, объединяющих ранние лавовые излияния и толщи вулканоген-

ных и вулканогенно-осадочных пород, следующие за ними пластовые рудоносные интрузии и поздние дайки — основного состава. Иптрузивные массивы, приуроченные обычно к пологим синклиналям, имеют форму лополитов. В основании их обособляются более основные разновидности (до перидотитов), в верхних частях — более кислые (габбро, габбро-диориты). Нередко наблюдается послойное чередование основных и кислых дифференциатов.

Месторождения формируются в результате процессов ликвации, приводящих к обособлению сульфидного расплава. Выделившиеся каплевидные обособления вследствие гравитационной сепарации сливаются, образуя пластообразные скопления. Силикатный расплав кристаллизуется раньше сульфидного, поэтому последний в ряде случаев может отжиматься в трещины, зоны отслоения и даже во вмещающие породы на расстояние до 100—150 м. Таким образом, рудные тела обычно размещаются внутри рудоносных материнских массивов или в непосредственной близости от них. Они представлены зонами вкрапленных сингенетичных руд и прожилково-вкрапленными рудами, имеющими секущие контакты и эпигенетический облик. По морфологическим признакам выделяется четыре группы рудных тел: 1) пластовые «висячие» залежи вкрапленных руд; 2) пластовые и линзообразные залежи донных массивных «шлировых» и прожилково-вкрапленных руд, иногда проникающих и в подстилающие вмещающие породы; 3) линзы и неправильные тела приконтактовых брекчиевых руд; 4) жилы.

Руды медно-никелевых месторождений характеризуются комплексным составом: помимо меди и никеля из них извлекают кобальт, платиноиды, золото, серебро, селен, теллур. Состав руд месторождений, относительные количества основных рудообразующих элементов и концентрации попутных компонентов определяются, в первую очередь, петрохимическими особенностями рудоносных формаций. Анализ связи состава руд с составом рудоносных формаций определил возможность выделения на этой основе в геолого-промышленном типе сульфидных медно-никелевых месторождений соответствующих подтипов (А.П. Лихачев). Среди магматических образований базит-ги-

пербазитового ряда, с которыми связаны медно-никелевые месторождения, выделяется три серии: мафическая бессульфидная и слабосульфидная (MgO <= 8% мас), мезомафическая сульфидоносная (8 – 33%) и ультрамафическая бессульфидная (> 33%). Серии, в свою очередь, делятся на магматические группы, которые отражают разновидности магм и характеризуются специфичными для каждой группы особенностями средневзвешенных составов магматических комплексов. Каждая из разновидностей магм при кристаллизационной дифференциации образует определенный набор магматических пород, составляющих магматические формации, которые выступают в качестве рудоносных для различных подтипов месторождений. Таким образом, выделено шесть рудоносных формаций мезомафической серии: габбро-троктолитовая с богатыми медью никелево-медными рудами; габбродолеритовая с обогащенными медью никелево-медными рудами; габбро-норит-пироксенит-перидотитовая с медно-никелевыми рудами; габбро-пироксенит-перидотитовая с обедненными медью медно-никелевыми рудами; пироксенит-перидотитовая с бедными медью медно-никелевыми рудами; перидотит-дунитовая с весьма бедными медью медно-никелевыми рудами.

Особое место занимает долерит-норитовая формация с обедненными и бедными медью медно-никелевыми рудами, относящаяся к мафической первично-бессульфидной серии. Отчетливо видно, что соотношение главных рудообразующих компонентов меди и цинка в рудах находится в прямой зависимости от уровня содержания MgO в породах формаций. Формационная принадлежность месторождений определяет и содержание попутных компонентов. Так, например, минералы платиновой группы в большей степени обогащают руды с высоким содержанием меди (в частности, норильский, бушвельский типы) и в меньших количествах содержатся в рудах существенно никелевого состава. При этом меняется и соотношение платины и палладия. Например, в норильских рудах палладия в 3, а иногда в 5 раз больше, чем платины, а в печенгских — их количества примерно одинаковые.

Медно-никелевые месторождения могут быть подразделены на две группы. В одну входят месторожде-

ния недислоцированных областей — палеозойские и мезозойские трапповые формации Сибирской, Китайской, Южно-Африканской платформ, в другую — месторождения дислоцированных областей, связанные с архейскими и протерозойскими магматическими формациями в зеленокаменных поясах, наложенных прогибах и т. д. Месторождения имеют достаточно широкое распространение. Известно девять основных провинций сульфидных медно-никелевых месторождений: Кольский п-ов (Печенга, Мончегорское, Аллареченское); Воронежский кристаллический массив (Нижнемамонское, Еланское); Норильский район (Норильск-I, -II, Талнахское, Октябрьское); Северное Прибайкалье (Чайское, Йоко-Давыденское); район Садбери в Канаде (Фруд, Грейтон и др.); район Томпсон в Канаде (Томпсон-Майн, Мистери-Лейк); район Бушвельда в ЮАР (месторождение рифа Меренского); провинция Карру в ЮАР (Инсизва); Западная Австралия (Камбалда, Маунт-Кейт). Отдельные небольшие месторождения известны в Норвегии, Швеции, Финляндии, на Аляске и в Японии.

В качестве примеров рассмотрены норильский, печенгский и камбалдинский типы месторождений.

Норильский тип представлен группой месторождений, среди которых наиболее известны Норильск-I, Норильск-II, Талнахское, Октябрьское, Имангда. Норильский район приурочен к северо-западной окраине Сибирской платформы, испытавшей интенсивную активизацию, выразившуюся в формировании системы достаточно протяженных мульд и разделяющих их валов, осложненных разломами. Последние служили каналами для вывода трапповой магмы. В основании платформенного чехла залегают карбонатные и глинистые породы девона, выше — континентальная песчано-аргиллитовая угленосная формация пермо-карбона (тунгусская серия), которая, в свою очередь, перекрывается базальтовыми лавами и туфами пермо-триаса. Норильская и Хараелахская мульды, расположенные к западу от Хантайско-Рыбнинского вала и разделенные небольшим поднятием, рассекаются Норильско-Хараелахским разломом субмеридионального простирания, проходящим вдоль осей мульд. Разлом контролирует положение всех главнейших месторождений

района. Месторождения приурочены к межпластовым дифференцированным интрузивам, относящимся к габбро-долеритовой формации и локализованным в нижней части вулканогенной траппповой серии. Петрохимические особенности вулканогенных и интрузивных пород свидетельствуют о направленной изменчивости последовательно образованных комплексов, что отражает, по мнению А. Маракушева, важную роль жидкостной несмесимости в развитии траппового магматизма. Установлено, что в разрезе трапповой формации Норильского района свиты, обогащенные никелем, медью и другими компонентами, чередуются с вулканитами, обедненными ими. Рудоносные породы относятся к особому геохимическому типу, сильно обогащенному никелем, медью, цинком, хромом. Характерно, что содержание оксида никеля в расплавах коррелирует с их магнезиальностью. Особенно эффективно накопление никеля в расплавах происходит в процессе антидромного развития магматизма, при котором магнезиальные расплавы возникают на поздних стадиях эволюции и вследствие этого обогащены летучими компонентами, способствующими развитию в них жидкостной несмесимости. Одним из факторов рудоносности, возможно, является обогащение расплавов сульфатной серой при магматическом замещении пород платформенного чехла.

Талнахское и Октябрьское месторождения связаны с межпластовым дифференцированным базит-гипербазитовым интрузивом, залегающим в основании трапповой серии. Породы залегают моноклинально с падением на северо-восток под углами от 5 до 15°. Рудоносный интрузив состоит из ряда отдельных ветвей, расходящихся от предполагаемого подводящего канала. Отдельные массивы часто соединяются между собой, они имеют пластообразную, лентовидную форму с раздувами в прогибах подошвы. Протяженность интрузивных тел достигает многих километров, мощность составляет 200 — 250 м.

В расслоенных магматических телах фиксируется следующая смена (сверху вниз) горизонтов:

1) эруптивные брекчии, лейкократовые габбро; 2) габбро-долериты и кварцсодержащие долериты; 3) безоливиновые долериты; 4) оливиновые долериты;

5) пикритовые долериты, оливиниты; 6) такситовые и контактовые долериты.

Интрузивы сопровождаются ореолами контактовых роговиков мощностью в среднем около 20 м, среди которых отмечаются скарноиды, альбит-микроклиновые метасоматиты, серпентиниты.

Основная масса сульфидных медно-никелевых руд локализуется в области нижнего эндо- и экзоконтакта никеленосных массивов, отдельные тела вкрапленных и сплошных руд отмечаются в кровле интрузива. Главные рудоносные дифференциаты — пикритовые, такситовые и контактовые долериты; иногда вкрапленность отмечается в породах габбрового состава. Прожилково-вкрапленные руды локализуются также в экзоконтактовой зоне среди измененных скарнированных, серпентинизированных осадочных пород (рис. 26).

На Талнахском и Октябрьском месторождениях известно пять рудных залежей, приуроченных к пяти ветвям интрузива. Тела имеют пластообразную и линзовидную форму, контуры их в плане повторяют кон-

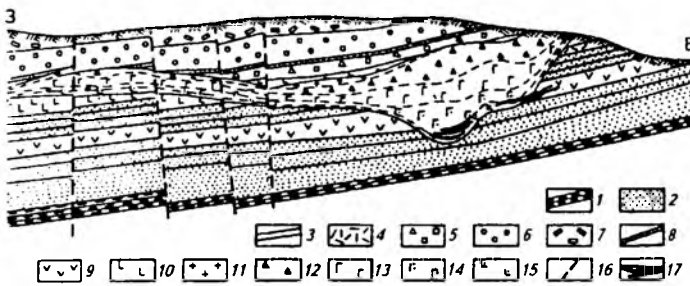


Рис. 26. Схематический разрез интрузива Норильск-1 (по М. Годлевскому)

1–10 — вмещающие породы: 1 — осадочные породы девона, 2 — породы тунгусской серии, 3 — угли, 4 — щелочные диабазы, 5 — двуполевошпатовые базальты, 6 — толеитовые диабазы, 7 — плагиофировые базальты, 8 — туффиты, 9 — титан-авгитовые диабазовые порфириты, 10 — лабрадоровые порфириты; 11–17 — породы дифференцированного интрузива: 11 — гибридные породы и диабаз-пегматиты, 12 — габбро-диориты и габбро, 13 — офитовые и пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты, 14 — пикритовые габбро-долериты, 15 — такситовые и контактовые габбро-долериты, 16 — сбросы, 17 — сульфидные жилы

туры интрузии. Выделяются три типа руд: вкрапленные в материнских породах (77% от общей массы руды), сплошные сульфидные руды в приподошвенной части интрузива (10%), вкрапленно-прожилковые в породах экзоконтакта (13%).

В составе руд преобладают пирротин, пентландит и халькопирит, широко развиты также кубанит, магнетит, титаномагнетит, ильменит. К числу относительно редких минералов руд относятся пирит, миллерит, борнит, талнахит, валлериит, хизлевудит, ковеллин, платиноиды и др. Рудам свойственны массивные, петельчатые, полосчатые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и пятнистые текстуры, порфировидные, гипидиоморфно-зернистые, субграфические, каплевидные, сидеронитовые и другие структуры. Отношение Ni:Cu = 1:(2,5 – 1), Ni:Co = 16:1.

Нередко фиксируется закономерная изменчивость состава руд, выраженная в смене от одного фланга залежи к другому пентландит-халькопиритовых руд пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовыми, а затем пентландиткубанит-халькопиритовыми.

Отмечаются элементы вертикальной зональности: в экзоконтактовых прожилково-вкрапленных рудах вверх и вниз от материнской интрузии существенно пирротиновые руды сменяются халькопиритовыми, а затем миллерит-борнит-халькопиритовыми и существенно пиритовыми. Кроме меди и никеля в рудах содержатся кобальт, платиноиды, золото, серебро, селен, теллур.

Печенгский тип месторождений представлен их группой, расположенной в одноименном рудном поле (Кольский п-ов, Мурманская обл.). Печенгское рудное поле приурочено к центральной части прогиба, входящего в систему рифтов раннепротерозойского возраста. Месторождения локализованы среди дифференцированных интрузивов габбро-пироксенит-перидотитовой формации.

Печенгское рудное поле представляет собой сложно построенную мантийную вулкано-плутоническую структуру, характеризующуюся длительным развитием. Комплекс осадочно-вулканогенных пород печенгской серии мощностью свыше 8 тыс. м образует крупный дугообразной формы синклинорий. Мощные эф-

фузивные покровы диабазов разделены пачками кварцитов, песчаников, доломитов, филлитов. В одной из таких толщ песчаников, филлитов, туффитов, мощностью около 1000 м, локализованы все никеленосные интрузивы рудного поля. Всего известно 110 интрузивов основных и ультраосновных пород и 60 интрузивных тел габбро-диабазов. Тела имеют линзообразную форму и расположены согласно с вмещающими породами. Протяженность тел колеблется от 200 до 7000 м, мощность — от 2 до 700 м. Среди интрузивов имеются дифференцированные и недифференцированные разности; особенности их петрографического состава свидетельствуют о частичной дифференциации магмы на перидотитовую и габбровую еще до момента внедрения. Наибольшее количество рудоносных интрузивов и все известные промышленные медно-никелевые месторождения сосредоточены в центральной части рудного поля. Всего известно 13 месторождений, из них шесть — эксплуатируемые. Рудные тела линзовидной, пластообразной, плитообразной формы локализуются в оталькованных и карбонатизированных серпентинитах нижних частей интрузивов.

Наряду с этим встречаются жилообразные, сплошные и брекчиевидные руды — апофизы основных рудных тел, залегающие среди филлитов. Небольшие послойные инъекции, мелкие прожилки и вкрапленность сопровождают рудные тела.

Ждановское месторождение — крупнейший объект Печенгского рудного поля — приурочено к расслоенному интрузиву, дифференцированному от оливинита до эссектитового габбро. В придонной части массива среди аповерлитовых серпентинитов выявлено шесть промышленных залежей, седьмая ответвляется от подошвы интрузива и прослеживается во вмещающих филлитах на расстояние более 400 м. Рудные залежи расположены согласно с расслоенностью вмещающих пород, имеют удлиненно-линзовидную и пластообразную форму (рис. 27). В результате проявления зеленосланцевого метаморфизма вмещающие породы серпентинизированы, хлоритизированы, оталькованы, карбонатизированы, а в рудных телах отмечается некоторое перераспределение рудного вещества с образованием концентрационных рудных столбов.

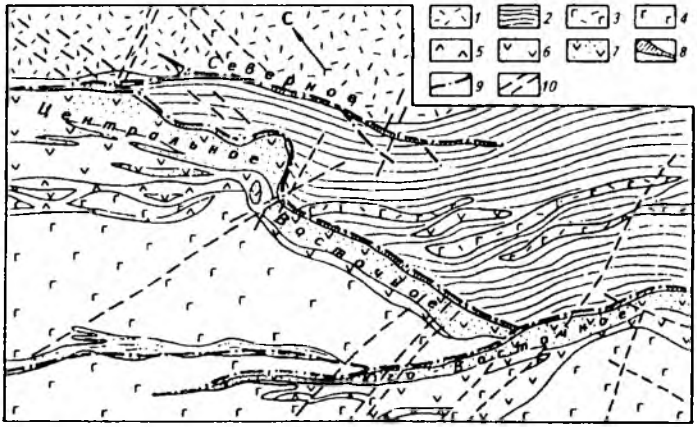


Рис. 27. Геологическая схема центральной части Ждановского месторождения, составленная по материалам ГМК «Печенгникель» (Лобанов и др., 1989)
1 — диабазы третьего вулканогенного покрова (заполяринская свита); 2 — филлиты, алевролиты, песчаники; 3 — габбро-диабазы; 4 — габбро; 5 — пироксениты; 6 — перидотиты; 7 — вкрапленные медно-никелевые руды; 8 — брекчиевидные и сплошные медно-никелевые руды;
9 — межпластовые тектонические зоны; 10 — секущие разрывные нарушения

Руды состоят из пирротина, халькопирита, пентландита и магнетита. Содержание никеля колеблется в пределах от 0,1 до 11%, меди — от 0,3 до 13%; отношение Ni:Cu в среднем по месторождению составляет 2,5:1. В бедных рудах содержание никеля менее 0,5, в рядовых — 0,5 – 1,5, в богатых — более 1,5%. На месторождении преобладают бедные и рядовые руды. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные разности в нижних частях залежей сменяются брекчиевидными и сплошными. Попутные компоненты — сера, кобальт, селен, теллур, золото и металлы платиновой группы. Месторождение разведано до глубины 1500 м, отрабатывается с 1959 г.

Месторождение Камбалда находится среди архейских пород Западно-Австралийского щита. Геотектоническая позиция медно-никелевых месторождений Западной Австралии определяется приуроченностью к зеленокаменным поясам — древним рифтогенным

структурам щита. Месторождения расположены в крыльях крупной купольной структуры, слегка вытянутой в северо-западном направлении. Ядерная часть купола (размером 6х3,5 км) сложена толщей пород мощностью более 2000 м, получившей название базальтов лежачего бока. Преобладающим развитием пользуются массивные однородные толеитовые базальты с горизонтами подушечных лав и лавовых брекчией. Купол обрамляется толщей ультраосновных пород мощностью от 240 до более чем 600 м, относящейся к пироксенит-перидотитовой формации; в ее пределах локализованы рудные тела. Рудоносная формация перекрыта базальтами висячего бока — толеитовыми базальтами, вариолитами, шаровыми лавами с прослоями пиритизированных графитистых сланцев.

В основании рудовмещающей толщи фиксируются горизонты осадочных пород — кремнистых и графитизированных сланцев мощностью не более 5 м.

Интенсивно развитые процессы серпентинизации и тальково-карбонатных изменений затушевывают некоторые особенности внутреннего строения рудоносной толщи. Тем не менее по ряду признаков она сопоставляется с коматиитовыми вулканическими формациями, развитыми в основании зеленокаменных поясов. В ее составе выделяются лавовые потоки, в нижней части более мощные (от 10 до 30 м), в верхней — маломощные (0,3 – 7 м). Породы характеризуются повышенной магнезиальностью. Содержание MgO колеблется от 20 до 45%. Толща отчетливо дифференцирована; в нижней части преобладают перидотиты, вверх по разрезу сменяющиеся пикритами. В пределах отдельных потоков также отмечаются признаки дифференциации, выраженные в увеличении содержания MgO от кровли к подошве.

Большая часть рудных тел (80% запасов) располагается в основании ультраосновной толщи на контакте ее с подстилающими породами. Они представлены узкими удлиненными телами, приуроченными к грабенообразным депрессиям контакта. Обычная залежь состоит из пласта массивных сульфидов, которые перекрываются более мощным и протяженным пластом вкрапленных руд; содержание сульфидов в них варьирует от 20 до 65%. Суммарная мощность руд, как пра-

вило, не превышает 3 м, однако известны залежи мощностью до 8 м. Кроме того, на расстоянии около 100 м от подошвы внутри рудоносной толщи располагаются отдельные рудные тела, ориентированные параллельно нижнему контакту, согласно со слоистостью вмещающих пород. С большей частью контактовых рудных тел ассоциирует один или несколько горизонтов «висячих» сульфидов. Эти рудные тела по особенностям строения аналогичны контактовым. По зонам рассланцевания наблюдается локальное перемещение сульфидов в базальты лежачего бока и в тектонические контакты их с рудоносной толщей (рис. 28).

Среди минералов сульфидных руд преобладает моноклинный пирротин и пентландит (в соотношениях от 2,3:1 до 0,8:1). Пирит составляет менее 10%, а халькопирит — менее 2% рудных минералов.

На долю шпинели, магнетита, хромита приходится не более 10%. В некоторых рудных телах важную роль приобретает миллерит.

В массивных рудах нередко отмечается полосчатость, обусловленная наличием обогащенных пентландитом слойков и параллельная верхнему и нижнему контактам рудных тел. На контакте пласта массивных сульфидов с базальтами лежачего бока наблюдается заметная концентрация хромита и магнетита. Содержание никеля в массивных рудах колеблется от 8,5 до 20%, среднее содержание никеля в промышленной части месторождения составляет 3,3%. Отношения никеля к меди и никеля к кобальту соответственно равны 13:1 и 54:1.

Месторождения выветривания

Месторождения силикатных никелевых руд формируются при латеритном выветривании ультрабазитов. Наиболее благоприятны для этого условия тропического климата. При химическом выветривании происходит разложение оливина и серпентина, в которых изоморфно с магнием находится никель. Последний переходит в раствор в виде бикарбоната, перемещается совместно с кобальтом в нижние горизонты коры выветривания и в связи с увеличением щелочности осаждается в виде вторичных минералов — гарниерита ревдинскита, непуита, асболана, частично он сорбируется глинами и входит в состав нонтронита, вермикули-

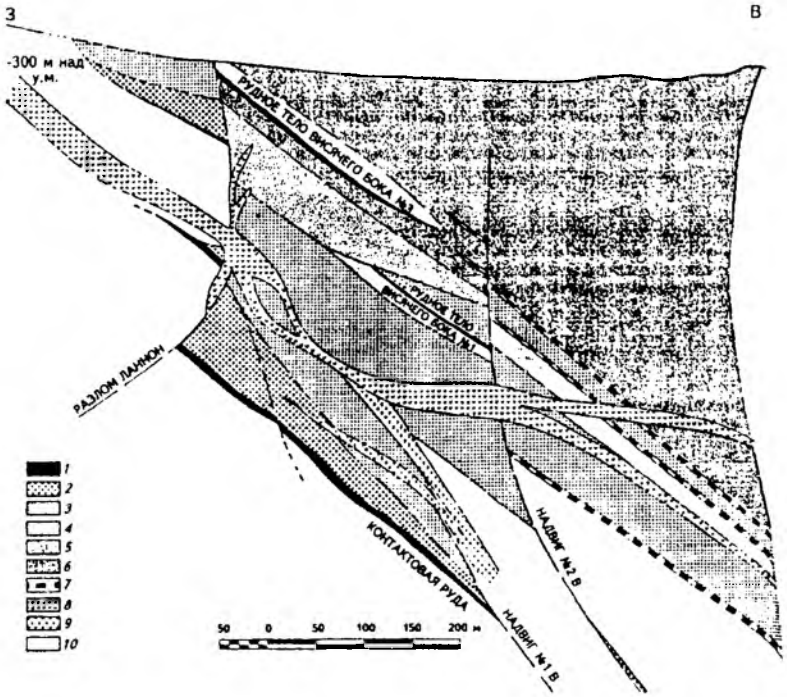


Рис. 28.
Обобщенный разрез участка рудной залежи Ланнон месторождения Камбалда (по Дж. Россу, Г. Хопкинсу, 1980)
1 — никелевые сульфидные руды; 2 — зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов; 3 — оливиновые метаперидотиты; 4 — метаперидотиты; 5 — метапикриты; 6 — маломощные пласты сложного состава; 7 — недифференцированные осадочные породы; 8 — натриевые риолитовые порфиры; 9 — интрузивы дацитового состава; 10 — базальты лежачего бока

та, талька, хлорита. Несколько раньше никеля и кобальта на более высоких уровнях осаждаются гидроксиды железа, а позже других и глубже — выпадает магний с образованием магнезита.

В корах выветривания ультраосновных пород выделяется два типа профилей: керолит-нонтронит-охристый (полный профиль) и керолит-охристый (сокращенный). В полном профиле сверху формируются зоны: охристо-кремнистых образований; нонтронитизированных серпентинитов; вниз лоченных серпентинитов. Сокращенный профиль отличается от полного отсутствием зоны нонтронитизированных серпентинитов.

В верхних частях кор выветривания в зоне охристо-кремнистых образований накапливаются гидроксиды железа, кобальт, а также алюминий и хром. Никель концентрируется в средней части — в зоне нонтронитов, а также частично в низах зоны охристо-кремнистых образований и преимущественно в виде инфильтрационных прожилков — в зоне выщелоченных серпентинитов.

По форме залегания и условиям образования выделяют три морфогенетических типа месторождений: площадные (полного и сокращенного профиля); линейные (линейно-трещинные и контактово-карстовые в основном сокращенного профиля или с подстилающими карстовыми образованиями); линейно-площадные (трещинно-площадные и карстово-площадные с корой полного или сокращенного профиля).

Месторождения площадного типа формируются в условиях равнинного рельефа. Рудные тела этих месторождений характеризуются пластообразной формой, мощность их составляет обычно 3 – 20 м. Нижний контакт тел имеет сложные очертания благодаря наличию многочисленных карманообразных углублений. Никелевые месторождения линейного типа более свойственны районам с расчлененным рельефом и развитыми зонами тектонических нарушений, определявшими глубокое проникновение подземных вод. Рудные тела имеют сложную морфологию, нередко образуют параллельные крутопадающие тела; мощность их колеблется от 1 до 50 м. Месторождения смешанного линейно-площадного типа образуются в условиях холмистого, низкогорного, относительно слабо

расчлененного рельефа и объединяют в себе особенности площадных и линейных рудных тел.

Определенным своеобразием характеризуются месторождения контактово-карстового подтипа линейного типа. Они формируются на контактах гипербазитов с карбонатными породами, причем наиболее охотно в том случае, когда гипербазиты залегают в висячем боку контакта. Благодаря этому выщелачиваемые компоненты — никель, магний, кремнезем попадают в карстовые полости карбонатных пород и фиксируются в виде никелевых и магнезиально-никелевых гидросиликатов. Кроме того, никель сорбируется гидроксидами железа, глинистыми минералами. Рудные тела располагаются в карстовых камерах, сложены карстовой брекчией глинами, осадочными породами с примазками и прожилками гарниерита и ревдинскита. Наиболее богатые руды располагаются на дне карстовых полостей. Рудные тела характеризуются сложной морфологией, резкой изменчивостью, низкими содержаниями или отсутствием кобальта.

Рудные тела месторождений выветривания оконтуриваются по данным опробования, поскольку не имеют четких геологических границ. Полезными компонентами руд являются никель и кобальт, соотношения между которыми колеблются в широких пределах от 10:1 до 30:1.

Размещение месторождений силикатных никелевых руд определяется сочетанием трех факторов: распространением ультраосновных пород, развитием кор выветривания, сохранением их от эрозии.

На территории России месторождения силикатных никелевых руд имеют ограниченное развитие и относятся к древним эпохам — позднепалеозойской и раннепалеозойской. Промышленные никеленосные коры мелового возраста известны на Среднем и Южном Урале (Кемпирсайское, Серовское, Сахаринское). Наиболее крупные месторождения расположены в современной тропической зоне и относятся к олигоцен-четвертичному этапу формирования. Это всемирно известные месторождения Новой Каледонии, Филиппин, Австралии, Кубы, Бразилии и других стран (рис. 29).

Месторождения Новой Каледонии открыты в 1864 г. Крупные массивы ультраосновных серпенти-

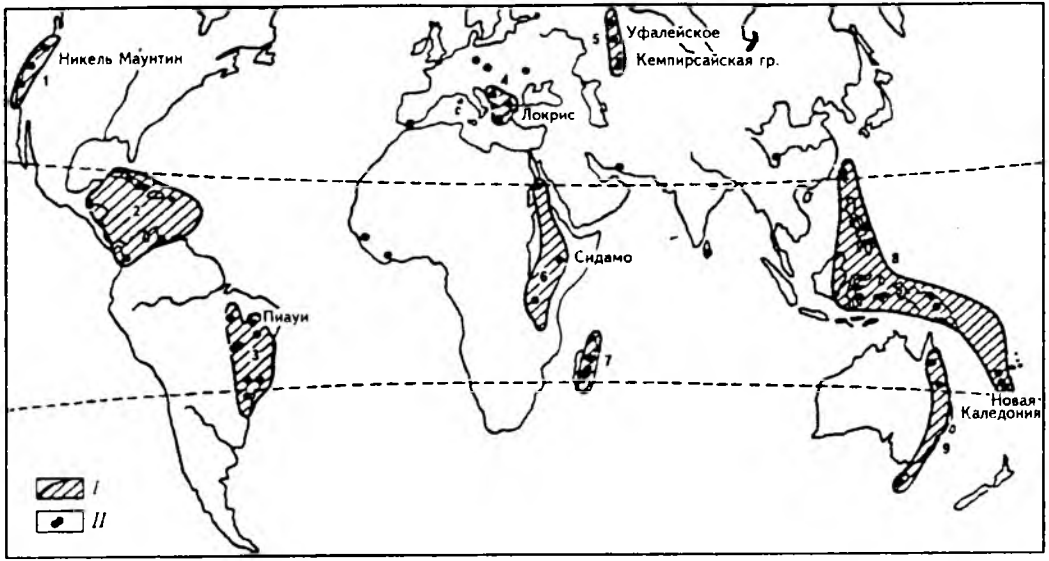


Рис. 29. Провинции гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения (В. Синяков, 1994)
I — провинции гипергенного кобальт-железо-никелевого оруденения: 1 — Калифорнийская, 2 — Антиль-Карибская, 3 — Бразильская, 4 — Балканская, 5 — Уральская, 6 — Восточно-Африканская, 7 — Мадагаскарская, 8 — Филиппинско-Новокаледонская, 9 — Австралийская; II — кобальт-железо-никелевые месторождения

низированных пород занимают примерно треть площади острова (6 – 7 тыс. км^2). Здесь насчитывается около 1500 месторождений, образовавшихся в процессе латеритного выветривания.

Месторождения относятся к площадному типу, хотя наличие карманообразных углублений и глубоко проникающих гарниеритовых жил сближают их с месторождениями линейного типа.

Мощность латеритной коры выветривания достигает 40 – 50 м. В среднем вся зона содержит (в %): Al_2O_3 — до 60; SiO_2 — 18; Al_2O_3 — 45; NiO — 1,64; Co — 0,1. Верхняя зона коры (до глубины 10 – 27 м) сложена латеритными охрами, которые в самой нижней части обогащены рассеянным гарниеритом. В этой же позиции отмечаются повышенные концентрации асболанов, образующих гнезда, конкреции, корки. Этот тип оксидных кобальт-железо-никелевых руд характеризуется низким содержанием никеля (в среднем 1 – 7%). Содержание кобальта достигает 3 – 4%. Нижняя часть латеритной коры представлена выщелоченными и слабо измененными серпентинитами, рассеченными густой сетью прожилков гарниерита и непуита. Гарниерит образует также гнезда, цементирует брекчию серпентинитов (рис. 30). Содержание никеля в гарниеритовых рудах составляет в среднем 3 – 4%, повышаясь в наиболее богатых участках до 9%. Жилы гарниерита, некоторые из которых достигают мощности 45 м,

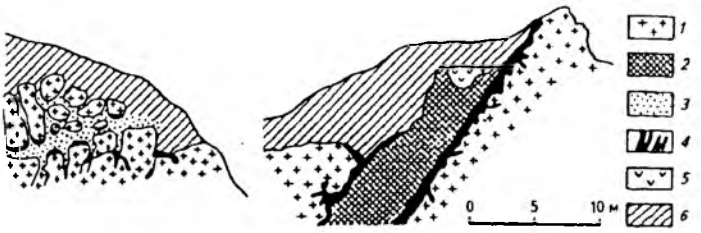


Рис. 30. Два разреза гарниеритовых месторождений в Новой Каледонии (по Е. Глассеру)
1 — серпентиниты, перидотиты; 2, 3 — руды: 2 — брекчиевые, 3 — брекчиевидные и породковатые; 4 — скопления зеленого гарниерита; 5, 6 — красная земля; 5 — никеленосная, 6 — безрудная

прослеживаются на глубину до 150 м. Суммарные запасы руд оцениваются в 4 — 5 млрд т.

Рогожинское месторождение находится на Среднем Урале в Уфалейском районе и относится к линейному типу. Месторождение приурочено к северной части серпентинитового массива, сложенного в основном апоперидотитовыми серпентинитами и включающего ксенолиты кровли — тальк-хлоритовые и другие сланцы. Уфалейский массив позднедевонского возраста залегает среди зеленокаменных пород раннего силура-девона в виде крупного межпластового тела мощностью от 3 до 7 км, прослеживающегося с севера на юг на 35 км. Положение рудного тела определяется зоной трещиноватости, простирающейся в северо-восточном направлении параллельно контактам массива. Полоса раздробленных пород имеет ширину 120 — 140 м и прослежена более чем на 700 м. Кора выветривания развита по метаморфическим породам и серпентинитам. Выветрелые хлоритовые сланцы представлены безрудными глинами с обломками слабо измененных пород. Кора выветривания серпентинитов сложена охристо-кремнистыми образованиями, выщелоченными и дезингегрированными серпентинитами. Никеленосные охристо-кремнистые образования состоят из гидрогетита, гетита, лимонита, гидрогематита, кварца, галлуазита и минералов группы водных окислов марганца. Рудное тело представляет собой залежь, расположенную под углом наклона 50 — 55°, длиной по простиранию 160 и глубиной 120 м. Мощность залежи — от 2 до 28 м; сплошная в верхней части, она расчленяется на глубине на отдельные зоны. На поверхности залежь перекрыта слоями делювиальных глин и охристо-кремнистых пород мощностью 6 — 12 м. Параллельно основной залежи располагается несколько более мелких линз (рис. 31). На месторождении развит керолит-охристый профиль коры выветривания. Рудное тело имеет симметричное строение: в центральной части развиты охристо-кремнистые образования, к периферии они сменяются обохренными и выщелоченными серпентинитами.

Наиболее высокие содержания никеля (0,86%) фиксируются в охристо-кремнистых образованиях, составляющих 55% руд. В обохренных и выщелочен-

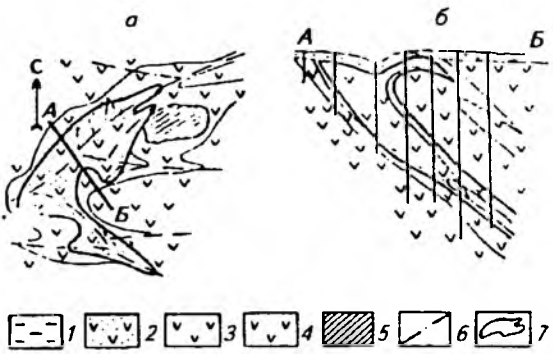


Рис. 31. Геологическая схематическая карта (а) и разрез (б) Рогожинского месторождения (Ф. Сысоев по материалам Уфалейской ГРП)
1 — делювиальная глина; 2 — охристо-кремнистые образования; 3 — выщелоченный серпентинит; 4 — серпентинит; 5 — сланцы; 6 — тектонические нарушения: 7 — контур рудного тела

ных серпентинитах содержание никеля составляет 0,75—0,78%. Содержание кобальта уменьшается от 0,098% в охристо-кремнистых образованиях до 0,060—0,070% — в обохренных и выщелоченных серпентинитах. Руды низкокачественные и рассматриваются как железистая добавка для подшихтовки никелевой руды других месторождений, поступающей в шахтную плавку.

Черемшанское месторождение находится на Среднем Урале в Уфалейском районе, приурочено к Черемшанскому массиву серпентинитов и относится к контактово-карстовому подтипу. Массив сложен антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами, имеет пластообразную форму и залегает согласно с вмещающими сланцами и мраморами раннего силура. Протяженность серпентинитового массива — 6,3 км, средняя мощность — 0,5 км. Вмещающие породы вместе с заключенными в них серпентинитами смяты в складки, контакты массива осложнены разломами, зонами дробления и милонитизации (рис. 32).

Кора выветривания, развивающаяся по раздробленным породам, имеет форму протяженных крутопадающих залежей. В северо-западной части месторож-

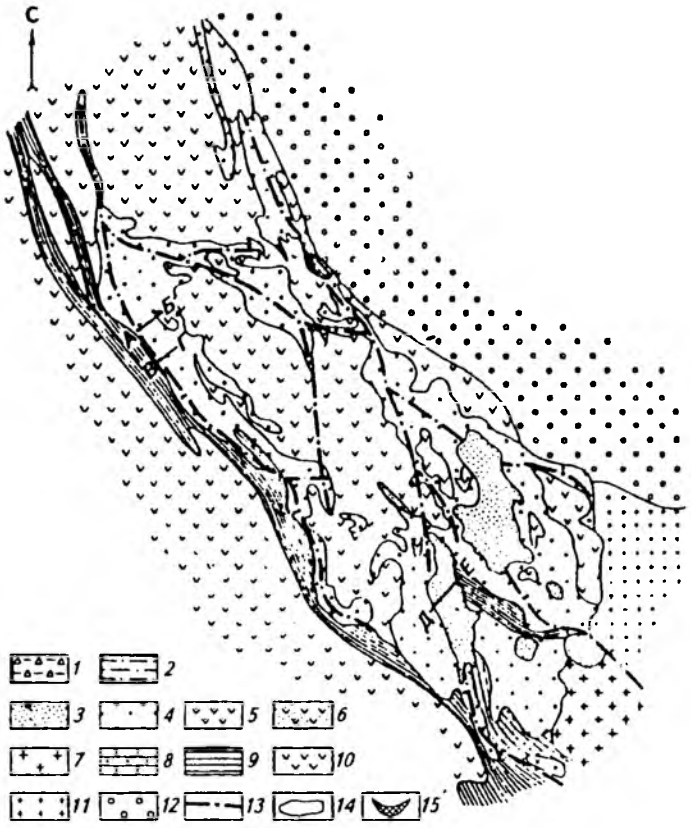


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Черемшанского месторождения (по Ф. Сысоеву)
1 — делювиальные глины антропогена; 2 — глины плиоцена; 3 — глинистые пески с пластами лигнитов среднего олигоцена; 4 — элювиальные образования по серпентиниту; 5 — выщелоченные серпентиниты, 6 — охристо-кремнистые образования по серпентиниту; 7 — каолинизированные диориты; 8 — мраморы; 9 — сланцы; 10 — серпентиниты; 11 — кварцевые диориты; 12 — роговики; 13 — тектонические нарушения; 14 — контуры руды в коре выветривания; 15 — рудные тела в лигнитах

дения они могут быть отнесены к линейно-трещинному подтипу, на остальных участках подстилаются карстовыми образованиями. Глубина проникновения коры выветривания превышает 400 м (рис. 33).

Остаточная кора выветривания, сложенная охристо-кремнистыми образованиями по серпентиниту, образует параллельные клиновидные залежи мощностью 40 – 50 м, глубиной до 160 – 200 м; содержание никеля — 0,2 – 3,0%. Охристо-кремнистые залежи сопровождаются зонами выщелоченных серпентинитов мощностью от 20 до 80 м, концентрация никеля в которых также достигает промышленных значений — от 0,4 до 3,5%.

Карстовые образования, подстилающие остаточную кору, имеют пластообразную и гнездообразную форму, мощность их изменяется от 1 – 2 до 80 м. Они имеют брекчиевидное сложение, вызванное просадками и обрушениями остаточной коры, сложены выщелоченным серпентинитом, обогащенным инфильтрационными минералами — гарниеритом, непуитом, никелевым керолитом, гидрогетитом, ферригамуазитом и др. На закарстованной поверхности мраморов фиксируется обычно тонкий слой гарниерита или ревдинскита. Открытые глубокие карстовые впадины на мраморах часто заполняются глинистыми песками с линзами и пластами лигнита среднего олигоцена. Мощность этих образований составляет от 70 до 230 м. Пласты лигнита имеют мощность от долей метра до 28 м; вблизи серпентинитов они нередко обогащены никелем, содержание которого достигает 2 – 8%. Отло-

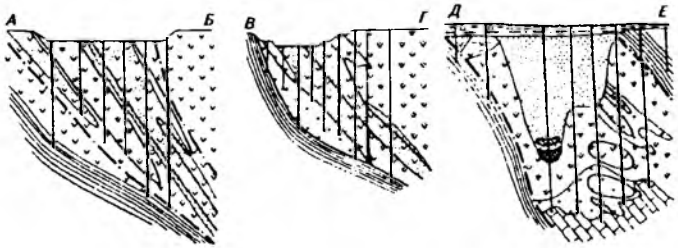


Рис. 33. Схематические разрезы Черемшанского месторождения (по Ф. Сысоеву).
Условные обозначения см. рис. 32

жения среднего олигоцена перекрыты глинами плиоцена (мощностью 5 — 30 м) и антропогена (1 — 8 м).

Большая часть запасов никеля (60%) заключена в породах остаточной коры выветривания, руды карстовых образований составляют 37%. Небольшое количество никеля (2,3%) заключено в лигнитах, а также в делювии серпентинитов (0,7%). Руды относятся к железисто-магнезиальному и кремнисто-магнезиальному типам.

Металлогения

Промышленные эндогенные месторождения никеля относятся к сульфидному медно-никелевому типу и связаны с барит-гипербазитовыми формациями. Рудоносные расслоенные массивы являются частью дифференцированных комплексов интрузивных, субвулканических и эффузивных пород. Формирование месторождений связано с тектоно-магматическими процессами периода завершения складчатости в геосинклинальных поясах или с периодами активизации тектоно-магматической деятельности на платформах. Структурная позиция рудоносных комплексов определяется приуроченностью их к зеленокаменным поясам дуговых прогибов, зонам активизации платформ. Выделяется два типа провинций: архейские и протерозойские зеленокаменные пояса и осадочно-вулканогенные прогибы, в той или иной степени дислоцированные, и палеозойские и мезозойские трапповые образования Сибирской, Южно-Африканской и Китайской платформ.

Состав руд месторождений, их геолого-структурные особенности определяются обстановками внедрения и локализации рудоносных массивов, процессами дифференциации никеленосного расплава, петрохимическим типом рудоносной формации.

В истории развития Земли отмечены две главные эпохи образования сульфидных медно-никелевых месторождений: протерозойская и киммерийская. С первой связаны наиболее многочисленные и наиболее крупные месторождения Балтийского и Канадского щитов, Южной Африки, Австралии, со второй — трапповые месторождения Сибирской платформы.

Экзогенные месторождения силикатных никелевых руд сосредоточены в корах выветривания серпентинизированных пород дунит-гарцбургитовой формации, формировавшихся в условиях тропического климата в олигоцен-четвертичный этап и продолжающих развиваться в настоящее время. На ограниченных площадях латеритообразование имело место и в более древние эпохи — средне-позднедевонскую, раннекаменноугольную, позднетриасовую и меловую. Промышленное значение имеют коры меловой эпохи на Среднем и Южном Урале, Украине и в Казахстане.

■ КОБАЛЬТ

За 5 тыс. лет до н. э. в Древнем Египте и Ассиро-Вавилонии кобальтовые синие краски использовались для окрашивания глазурей и стекол. Затем рецепт красок на много веков был утрачен. В средние века кобальтовые соединения, называвшиеся саффра (или саффлор), вновь стали применяться при окраске венецианских стекол. В 1540 г. из кобальтсодержащих руд месторождения Шнееберг была получена «смальта» (стекло, окрашенное в синий цвет соединениями кобальта), благодаря широкому распространению которой начались интенсивные разработки саксонских, богемских месторождений, а также норвежских и шведских (Г. Крутов). Металлический кобальт впервые получен в 1735 г., название ему дано по имени горного гнома Коболюс.

Резкое возрастание потребления кобальта относится к началу XX в., когда были открыты твердые сплавы — стеллиты. В настоящее время свыше 40% кобальта используется для производства сплавов и суперсплавов (сверхтвердых сплавов кобальта с никелем, железом, хромом, вольфрамом, молибденом, карбидом кобальта), 11 — магнитных сплавов, 12 — химикатов, 8 — технической керамики, 26 — для прочих целей.

Кобальт получают в основном из комплексных никель-кобальтовых, медно-кобальтовых, медно-никелевых руд и частично из руд кобальтовых месторождений.

Общие запасы кобальта в 30 странах мира (без России) составляют свыше 9,7 млн т, подтвержденные —

более 5 млн т. Наиболее крупными запасами кобальта обладают Конго (39,2% подтвержденных), Австралия (11,3), Куба (10,8), Новая Каледония, Индонезия, Замбия, Канада.

Годовое производство кобальта в последние годы держится на уровне 30 – 36 тыс. т, производство рафинированного кобальта составляет 38 тыс. т. К 2010 г. прогнозируется увеличение мирового потребления кобальта до 40,6 тыс. т. Мировые цены на кобальт обнаруживают заметную тенденцию к росту — с 16 в 1988 г. до 47,8 тыс. долл. за тонну в 1994 г. В уникальных месторождениях кобальта запасы превышают 50 тыс. т, в крупных — составляют 50 – 25, в средних — 25 – 10, в мелких — менее 10 тыс. т.

Геохимия и минералогия

Кларк кобальта — $1{,}8 \cdot 10^{-3}$%, содержание его повышается от кислых магматических пород ($5 \cdot 10^{-4}$%) к ультраосновным ($2 \cdot 10^{-2}$). Кобальт вместе с никелем образует промышленные концентрации при дифференциации ультраосновных и основных магм. Постмагматические месторождения связаны с умеренно кислыми гранитоидами; предполагается, что из магматических очагов кобальт выносится гидротермальными растворами вместе с железом и никелем в форме сульфидных, галоидных и мышьяковых комплексных соединений.

В экзогенных условиях кобальт накапливается вместе с медью в терригенных лагунно-дельтовых отложениях. Крупные промышленные концентрации кобальта образуются в корах выветривания гипербазитовых массивов, где он ассоциирует с силикатными рудами никеля. Крупномасштабные процессы концентрации кобальта происходят на дне Мирового океана в кобальтоносных корках и железо-марганцевых конкрециях. Отмечается некоторая концентрация кобальта в пиритах при метаморфических процессах.

Наибольшее промышленное значение имеют следующие минералы кобальта: кобальтистый пентландит $(Fe, Ni, Co)_9S_8$ (до 3% Co) — основной минерал сульфидных медно-никелевых руд, линнеит Co_3S_4 (40 – 53) — главный кобальтовый минерал страти-

формных руд Африки, кобальтин CoAsS (до 35), глаукодот (Co, Fe)AsS (18), саффлорит $CoAs_2$ (16 – 20), шмальтин $CoAs_{3-2}$ (2 – 20), в зоне выветривания развивается асболан $m(Co,Ni)O{\cdot}MnO_2 \cdot nH_2O$ (до 19), для зон окисления типичен эритрин $Co_3As_3O_8 \cdot 8H_2O$.

Кобальт извлекается как попутный компонент из руд латеритных никелевых, стратиформных медно-кобальтовых и сульфидных медно-никелевых месторождений. Небольшая часть металла поступает из руд кобальтово-арсенидных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Сквозное извлечение кобальта при переработке стратиформных медно-кобальтовых руд (Заир и Замбия), с учетом потерь при добыче и обогащении (не более 20%), металлургическом переделе и рафинировании (40 – 50) достигает 40 – 46%.

При переработке латеритных никелевых руд извлечение кобальта зависит от применяемой технологии и составляет от 20 – 25% (при обработке гарниеритовых руд с получением никелевого сульфидного штейна) до 85 – 90% (при прямом сернокислотном выщелачивании оксидных и смешанных руд). При получении из гарниеритовых руд ферроникеля кобальт не извлекается, а переходит в последний.

Сквозное извлечение кобальта из сульфидных медно-никелевых руд находится в пределах от 40 – 45% до 30 – 35% и менее, что обусловлено потерями при добыче (5 – 10%), обогащении (20 – 30%) и металлургической переработке концентратов (до 50%).

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений кобальта и кобальтсодержащих руд выделяются следующие типы: магматические, скарновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, стратиформные, кор выветривания.

Магматические месторождения

Сульфидные медно-никелевые месторождения заключают в себе почти 9% запасов и составляют 32% в производстве кобальта. Содержание кобальта в рудах этих месторождений составляет 0,06 – 0,11%. Ха-

рактеристика медно-никелевых месторождений приведена в подразделе «Никель».

Скарновые месторождения

Железорудные месторождения в известковых скарнах с кобальтоносными пиритами известны в Казахстане (Соколовское, Сарбайское), Азербайджане (Дашкесанское), Хакасии (Абаканское). В общем балансе запасов и производства кобальта роль их ничтожна. Месторождения описаны в подразделе «Железо».

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Плутоногенные гидротермальные месторождения кобальта связаны с гранитоидными интрузивами. Рудные тела в виде жил и штокверков локализованы среди осадочных, метаморфизованных пород, скарнов и серпентинитов. Руды этих месторождений наиболее богаты содержанием кобальта (достигает нескольких процентов), но их экономическое значение невелико (0,5% запасов, 1,5% добычи).

Среди плутоногенных гидротермальных месторождений выделяются три рудные формации: шмальтин-хлоантит-никелин-аргентитовая (Ховуаксы, Тува); арсенопирит-глаукодот-кобальтиновая (ДашкесанКобальт, Азербайджан; Бу-Аззер, Марокко); пятиэлементная формация Co-Ni-Bi-Ag-U (Эльдорадо, Канада). Месторождения последней формации охарактеризованы в подразделах «Серебро» и «Уран».

Месторождение Ховуаксы находится в Туве. Район сложен вулканогенными и осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя. На вулканитах кембрийского возраста залегают алевролиты и песчаники силура с горизонтами скарнированных известняков, затем нижнедевонские вулканогенные и осадочные породы, перекрытые живетскими осадочными образованиями. Развиты субвулканические породы основного, среднего и щелочного состава. Породы образуют антиклиналь, прорванную каледонскими (460—480 млн лет) лейкократовыми биотитовыми гранитами (доскарновыми) и дайками различного состава, среди которых выделяются послескарновые (но дорудные). Оруденe-

ние контролируется крупным субмеридиональным разломом и локализовано в оперяющих его пологих и крутых трещинах скола (рис. 34).

Промышленное значение имеют только те из них, которые пересекают горизонт скарнов в верхнесилурийских отложениях. Рудные тела представлены жилами небольшой мощности; в участках сопряжения рудовмещающих трещин развиваются рудные столбы с богатыми содержаниями кобальта. Нередко оруденение проникает из скарнов в осадочные породы висячего и лежачего бока. Главные минералы руд — никелин, раммельсбергит, шмальтин, хлоантит, скуттерудит и саффлорит; нерудные — кальцит и доломит. Второстепенные — блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит, самородный висмут, серебро, аргентит, а также сидерит, хлорит, кварц, барит. В зоне окисления развиты эритрин, аннабергит, арсенолит As_2O_3 и др. Жилы имеют зональное симметрично-полосчатое строение, обусловленное сменой от зальбандов к центру минеральных парагенезисов скарновых кварц-хлорит-карбонатных, затем карбонатных с основной массой рудных минералов, наконец поздним розовым кальцитом. Отношение Co:Ni в рудах около единицы. Месторождение сформировалось в конце раннего — начале среднего девона.

Месторождение Бу-Аззер находится в центральной части Марокканского Анти-Атласа. В рудном поле насчитывается 50 рудных объектов, основными являются участок Бу-Аззер и месторождение Агбар (рис. 35).

Участок месторождения сложен архейскими ортогнейсами и несогласно залегающими на них метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя, которые перекрыты платформенным чехлом верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Породы нижнего структурного этажа рассечены крупным разломом, вдоль которого размещены серпентиниты, спилиты и кварцевые диориты офиолитового комплекса. Оруденение локализовано в зоне брекчий, развитых вдоль контакта куполовидного выступа серпентинитов и вмещающих риолитов. Рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса, приуроченная к этому контакту, окружает в виде панциря

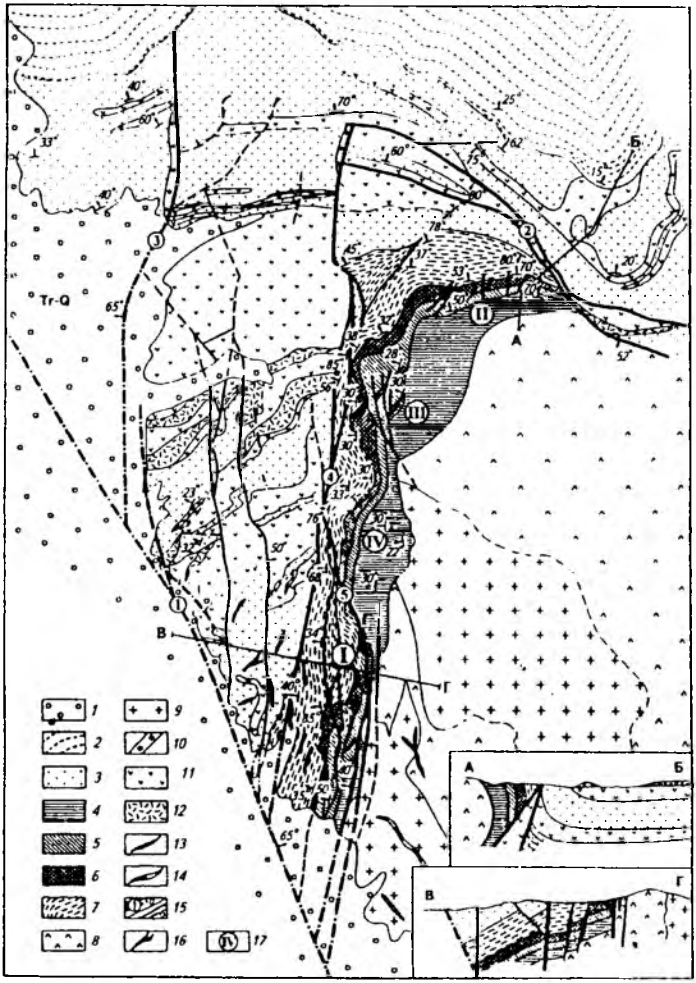


Рис. 34. Схема геологического строения Ховуаксинского рудного поля (по А. Богомолу)

1 — палеоген-неогеновые и четвертичные отложения; 2 — живетские осадочные породы; 3 — нижнедевонские осадочно-вулканогенные породы; 4—7 — силурийские породы: 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты, 5 — переслаивание скарнов и алевролитов, 6 — скарны, 7 — переслаивание алевролитов и песчаников; 8 — вулканогенные поро-

ды нижнего кембрия; 9 — граниты; 10–11 — субвулканические пластовые залежи: 10 — диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, 11 — андезитовых порфиритов; 12–14 — дайки: 12 — трахитовых порфиров, 13 — диабазов, 14 — кварцевых порфиров; 15 — разрывные нарушения: первого порядка (а), разных порядков (б); 16 — рудные жилы; 17 — участки Восточного блока рудного поля: I — Южный, II — Северный, III — Средний, IV — Промежуточный

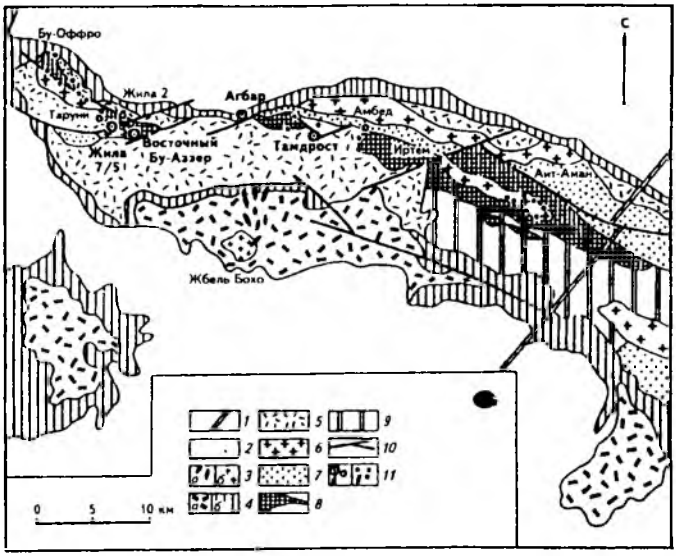


Рис. 35. Геологическая схема района Бу-Аззер — Эль-Граара 1 — герцинские дайки долеритов; 2 — осадочные отложения нижнего палеозоя; 3, 4 — инфракембрий (адудуньян): 3 — жилы микросиенитов (а), сиениты Жбель-Бохо (б), 4 — андезит-трахитовые лавы и их туфы (а), карбонатные породы (б); 5 — вулканиты формации уарзазат; 6 — гранитоидные интрузии; 7 — флиш и молассы; 8 — серпентиниты и сопровождающие их зеленокаменные породы; 9 — гнейсы и кристаллические сланцы Африканской платформы; 10 — тектонические нарушения; 11 — крупные и средние месторождения (а), рудопроявления (б)

куполовидный выступ; мощность ее достигает 30 м, на глубину прослежена на 400 м. Рудные тела имеют форму линз, жил и столбообразных тел, фиксируемых по падению до 250—300 м при мощности от 10 до 30 м (рис. 36).

Наиболее распространенные рудные минералы — скуттерудит, саффлорит, леллингит, раммельсбергит и никелин, жильные — доломит, кальцит, антигорит, хризотил-асбест, серпофит. Подчиненное значение

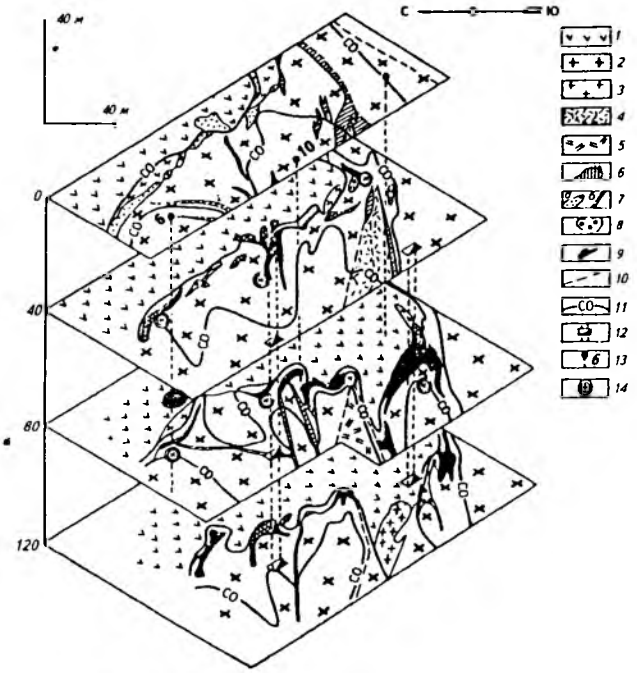


Рис. 36. Блок-диаграмма верхних горизонтов месторождения Бу-Аззер (по Г. Крутову)

1 — серпентиниты; 2 — кварцевые диориты; 3 — диориты и габбро-диориты; 4 — трахидациты и туфы формации уарзазат; 5 — трахиандезиты и туфы той же формации; 6 — лиственниты; 7 — кварц-карбонатные (а) и кварцевые жилы (б); 8 — бедные вкрапленные руды; 9 — богатые массивные руды; 10 — тектонические нарушения; 11 — ореолы кобальта; 12 — шахты; 13 — буровые скважины; 14 — эпицентры радиоактивных аномалий

имеют сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин), окисные соединения железа и хрома (магнетит, гематит, хромшпинелиды), тальк, хлорит, кварц. Редко встречаются герсдорфит, пирит, арсенопирит, кобальтин, молибденит, самородные золото и серебро, браннерит, реальгар, аурипигмент и другие. В зоне окисления до глубины 30—50 м развиты эритрин и аннабергит. Текстуры руд — массивные, брекчиевидные, прожилковые и вкрапленные. Горизонтальная зональность выражается в резком преобладании кобальта в центральной части рудоносной площади, неравномерном снижении его к востоку и западу и, наконец, в появлении на восточном и западном флангах существенно никелевых руд.

В процессе минералообразования выделяется три стадии: браннерит-молибденитовая, скуттерудит-саффлоритовая, халькопирит-борнитовая. Содержание кобальта в рудах составляет 1—2%, в концентрате — 10%. Оруденение формировалось между поздним протерозоем и ранним палеозоем синхронно с проявлением вулканизма, приведшего к накоплению андезит-трахитовых эффузивов. Руды формировались на глубине не более 500 м, температурный интервал образования руд — от 500 до 1000°С. Предполагается, что кобальт и никель заимствовались гидротермальными растворами из серпентинитов.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Колчеданные месторождения содержат около 0,4% мировых запасов кобальта и дают 1,1% его добычи. Они охарактеризованы в подразделе «Медь».

К этой группе относятся также месторождения серебро-арсенидной формации, примером которых могут служить Кобальт и Гоуганда в Канаде. Характеристика их приведена в подразделе «Серебро».

Стратиформные месторождения

Стратиформные медно-кобальтовые месторождения Замбии, Заира и Уганды — один из основных источников кобальта (более 44% запасов, почти 43% добычи). Руды характеризуются высоким содержанием кобальта — 0,3%. Описание месторождений приведено в подразделе «Медь».

Нельзя не упомянуть о потенциальном промышленном типе кобальтовых руд, каковыми в ближайшее время могут стать современные образования океанского дна — железо-марганцевые конкреции (ЖМК), кобальтоносные железо-марганцевые корки (Г. Батурин). Среднее содержание кобальта в ЖМК составляет 0,27%, и по прогнозным оценкам промышленная разработка их в реально допустимых масштабах может обеспечить до 14% мирового производства кобальта. В железо-марганцевых корках содержание кобальта составляет 0,9%; разработка их может ежегодно составить до 20% современного уровня добычи кобальта.

Месторождения выветривания

Латеритные никелевые месторождения заключают в себе более 46% запасов кобальта и обеспечивают свыше 41% его добычи. Наиболее крупные месторождения находятся в Новой Каледонии, Индонезии. Содержание кобальта в рудах не менее 0,1%. Характеристика месторождений приведена в подразделе «Никель».

Металлогения

Промышленные концентрации кобальта связаны с магматическими, постмагматическими гидротермальными процессами, с процессами выветривания и осадконакопления. По этой причине формирование кобальтовых и кобальтсодержащих месторождений происходило и происходит в различных тектоно-магматических условиях и в разные эпохи.

Накопление кобальта фиксируется почти на всех стадиях развития подвижных зон в месторождениях колчеданных, скарновых, плутоногенных гидротермальных. На стадии активизации платформ кобальт вместе с никелем накапливался в сульфидных ликвационных месторождениях. В платформенный этап формировались стратиформные месторождения медно-кобальтовых руд, а также месторождения кор выветривания.

Наиболее крупными эпохами формирования кобальтсодержащих руд являются протерозойская, когда были образованы месторождения Замбии, Заира

и некоторые месторождения медно-никелевых руд, а также альпийская (коры выветривания) и современная (железо-марганцевые конкреции и корки). Другие эпохи характеризуются более скромными масштабами накопления кобальтсодержащих руд.

■ МЕДЬ

Медь известна с древнейших времен — это один из первых, а возможно, и самый первый металл, освоенный человеком. Возраст древнейших изделий из меди из района Двуречья составляет 9000 лет. Найденные на территории Армении медные изделия датируются V—IV тысячелетием до н. э. Благодаря важной роли в становлении цивилизации медь стала одним из реперов исторической периодизации развития общества. В IV—III тысячелетии до н. э. на смену неолиту пришел медно-каменный век — хальколит. Последующий за этим период широкого освоения плавки меди и бронзы в III—II тысячелетии до н. э. получил название «бронзового века». Медь не утратила своего значения «исторического» металла и в дальнейшем — она стала одним из первых металлов для чеканки монет.

Медь обладает комплексом замечательных свойств — высокой электропроводностью, химической устойчивостью, пластичностью, способностью образовывать сплавы с различными металлами. Наиболее широко применяются сплавы меди с оловом (бронзы), с цинком (латуни), никелем (мельхиор) и алюминием (алюминиевые бронзы). Сплавы используются в электротехнике, средствах связи, транспорте, машиностроении, пищевой и химической отраслях промышленности. По объему производства и потребления медь занимает третье место после железа и алюминия.

Общие запасы меди в 58 зарубежных странах превышают 890 млн т, в том числе подтвержденные — более 650 млн т. Наиболее крупными запасами владеют Чили, США, Китай, Польша, Перу, Замбия, Канада, Панама, Заир, Австралия. По разведанным запасам Россия занимает девятое место в мире. По данным ВНИИзарубежгеологии, в России запасы меди учтены на 121 месторождении, 72 из которых являются собст-

венно медными, остальные — комплексными; основные запасы сосредоточены на Урале, в Западной Сибири, Прибайкалье.

Всего в мире производится почти 12 млн т черновой меди. Основными производителями являются Чили, США, Япония, Китай, Россия, дающие вместе более 50%. Свыше 300 тыс. т в год производят Замбия, Перу, Китай, Польша и Австралия. С середины 90-х годов добыча меди производится в 49 странах. Производство рафинированной меди (включая выплавку вторичной меди) в последние годы превышает 15 млн т. По производству рафинированной меди Россия занимает 5-е место после США, Чили, Японии, Китая. Цена рафинированной меди в 1994 г. составила 2320 долл/т и имеет тенденцию к росту в связи с вовлечением в промышленное производство все более бедных руд. Обеспеченность природными запасами уровня потребления составляет около 45 лет.

Месторождения меди, содержащие запасы более 5 млн т, относятся к группе уникальных (всего известно 18 таких месторождений, четыре из них находятся в России). Крупные месторождения имеют запасы от 1 до 5, средние — от 0,2 до 1, мелкие — менее 0,2 млн т. Богатые руды содержат более 2% меди, рядовые — 1—2, бедные — менее 1. Среднее содержание меди в добываемых рудах в настоящее время составляет 1—0,8%; для сравнения, в добываемых рудах в начале века было 3,8%, а в XIX в. добывались руды со средним содержанием 10%.

Геохимия и минералогия

Кларк меди $4{,}7 \cdot 10^{-3}$%; в основных породах он несколько выше ($1 \cdot 10^{-2}$), чем в кислых ($1 \cdot 10^{-3}$). Тем не менее промышленные концентрации меди возникают как в связи с основным (сульфидные медно-никелевые и колчеданные), так и в связи с кислым (скарновые, меднопорфировые) магматизмом.

В экзогенных условиях медь характеризуется высокой миграционной способностью и переносится в форме комплексных соединений. Концентрируется она в зонах вторичного сульфидного обогащения, а также в терригенных осадках лагунных и дельтовых фаций.

Известно более 170 минералов меди, промышленное значение имеют: самородная медь Cu (92%), халькопирит $CuFeS_2$ (34,5), борнит Cu_5FeS_4 (63,3), халькозин Cu_2S (79,8), кубанит $CuFe_2S_3$ (22–24), ковеллин CuS (66,5), теннантит $3Cu_2 \cdot As_2S_2$ (57,5), тетраэдрит $3Cu_2S \cdot Sb_2S_3$ (52,3), куприт Cu_2O (88,8), тенорит CuO (79,9), малахит $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ (57,4), азурит $2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ (55,3).

Руды медных месторождений в большей части комплексные, при этом до 80% меди извлекается из сульфидных руд. Остальное приходится на карбонаты, оксиды, силикаты и самородную медь.

Главные промышленные типы руд — меднопорфировые, медистые песчаники и сланцы, медноколчеданные.

Меднопорфировые руды штокверковых месторождений имеют прожилково-вкрапленные текстуры, обусловленные развитием тонких прожилков и вкрапленности рудных минералов — пирита, халькопирита, халькозина, борнита, молибденита. Руды комплексные, содержание меди в них колеблется от 0,4 до 1,2%, среднее — 0,6–0,7%. Помимо меди и молибдена из руд извлекают рений, золото, серебро и другие металлы.

Руды месторождений медистых песчаников и сланцев представляют собой соответствующие осадочные породы, в цементе которых присутствуют сульфиды — халькозин, борнит, халькопирит, пирит. Содержание меди колеблется от 1 до 10, среднее — 3,5%. Попутные промышленные компоненты — свинец, цинк, серебро, рений, в африканских месторождениях — кобальт, уран, серебро, кадмий, германий.

Медноколчеданные руды массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные также имеют сульфидный состав. Сплошные массивные руды сложены в основном пиритом с примесью халькопирита, сфалерита; иногда в небольших количествах присутствуют галенит, блеклые руды и другие сульфиды. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды представлены обычно гидротермально измененными осадочными и вулканогенными породами с вкрапленностью и прожилками тех же сульфидов. Нерудные минералы — кварц, хлорит, серицит, карбонаты. Выделяется несколько типов руд в зависимости от соотношения преобладаю-

щих сульфидов — халькопирит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые и др. Содержание меди — от десятых долей процента до 2—3%, в среднем около 1,4%. Попутно из руд извлекают цинк, серу, золото, серебро, кадмий, селен, теллур.

Всего из медных руд различных типов извлекается более 13 компонентов, при этом доля попутной продукции в суммарной стоимости сырья составляет 40—50%.

На всех типах сульфидных месторождений в приповерхностных условиях формируются сложно построенные зоны окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения, в которых развиты самородная медь, хризоколла, куприт, азурит, малахит, халькозин, ковеллин и др.

По составу медные руды подразделяются на простые и сложные, на сульфидные, окисленные и смешанные. Богатые руды поступают в плавку без обогащения, рядовые и бедные — обогащаются методами флотации. Концентраты содержат 10—20% меди и плавятся в отражательных печах. В хвостах обогащения содержание меди не превышает 0,2%, в хвостах медно-порфировых руд это содержание не более 0,05%. Обогатимость руд зависит от их минерального состава и текстурно-структурных особенностей.

Типы промышленных месторождений

Месторождения меди весьма разнообразны, они принадлежат различным генетическим группам. Среди промышленных месторождений меди выделяют: магматические, карбонатитовые, скарновые, гидротермальные плутоногенные (медно-порфировые), колчеданные, стратиформные (медистые песчаники и сланцы). Эти типы весьма неравноценны по своему экономическому значению. Так, медно-порфировые месторождения содержат от 65 до 70% мировых подтвержденных запасов меди, медистые песчаники и сланцы — от 15 до 20%; колчеданные — 5—8%, сульфидные медно-никелевые — 2—2,5%, скарновые — 2—4%, карбонатитовые — 0,5—0,7%.

Не исключено, что в ближайшем будущем возникнут новые промышленные типы медных месторожде-

ний в связи с развитием работ по освоению минеральных богатств океана.

В России основное значение по запасам и добыче имеют месторождения четырех типов: медно-никелевого, меднопорфирового, медноколчеданного и медистых песчаников и сланцев.

Магматические месторождения

В группе месторождений меди магматического генезиса выделяется два неравноценных типа: сульфидные медно-никелевые месторождения базит-гипербазитовых формаций; медно-титановые (или ванадиево-железо-медные) месторождения в габброидах.

В месторождениях первого типа сосредоточено 1,8% запасов меди зарубежных стран. Значительно более существенное значение они имеют в балансе запасов и добычи меди в России (почти 45%). Они подробно охарактеризованы в предшествующем подразделе «Никель». Два из этих месторождений — Талнахское и Октябрьское — относятся и числу уникальных по запасам меди.

Медно-титановые месторождения немногочисленны и невелики по запасам меди. Они связаны с дифференцированными массивами габброидов платиноносного пояса Урала, где известно несколько небольших объектов. Из зарубежных месторождений к этому типу относится Енжельс в Калифорнии (США).

Наиболее известное и типичное — крупное **Волковское месторождение** на Урале, в котором заключено 2,5% общероссийских запасов меди. Оно приурочено к одноименному габбровому массиву (северной части Тагильского массива, одного из самых крупных (120х20 км) в пределах платиноносного пояса, расположенного в западной части Тагильского синклинория и являющегося типичным представителем габбро-перидотитовой формации). Массивы залегают среди базальтоидов ордовика — нижнего девона.

Волковский массив сложен габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, взаимоотношения которых свидетельствуют о первичной расслоенности массива и позволяют реконструировать его складчатое строение. Вертикальная зональность массива обусловлена положением кварцевых диори-

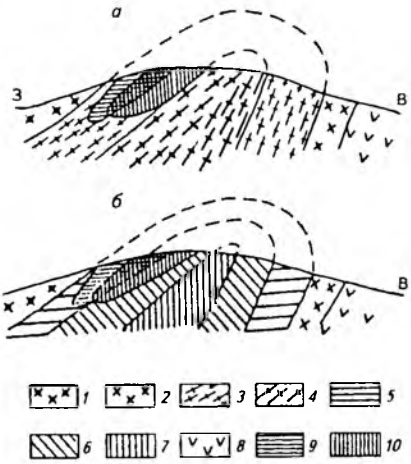


Рис. 37. Схема строения Волковского массива с учетом характера распределения темноцветных в габбро (а) и основности плагиоклазов (б) (по К. Тимохову)
1 — диориты кварцсодержащие; 2 — диориты; 3 — габбро пироксеновые; 4 — габбро оливиновые и оливинсодержащие; 5 — габбро лабрадоровые; 6 — габбро битовнитовые: 7 — габбро анортитовые; 8 — вмещающие породы; 9 — медносульфидное оруденение; 10 — титано-магнетитовое апатитовое оруденение

тов и диоритов в верхней части разреза, пироксеновых габбро — в средней, а оливини гиперстенсодержащих — в нижней. Медносульфидное оруденение тяготеет к сводовой части антиклинальной складки, приурочено к пироксеновым габбро и располагается несколько выше титаномагнетитовых руд, частично совмещаясь с ними (рис. 37).

Титаномагнетитовые апатитсодержащие руды имеют вкрапленный и шлировый характер. Медные руды образуют зону, согласную с расслоенностью вмещающих пород, протяженностью свыше 3 км. Зона состоит из многочисленных параллельно расположенных линзовидных залежей. На месторождении насчитывается свыше 200 рудных тел, большая часть из которых сложена медносульфидными, титаномагнетитовыми и апатитовыми рудами. Главные минералы руд — борнит, халькопирит, немного халькозина, ванадийсодержащий титаномагнетит, апатит, второстепенные минералы — пирротин, пирит, сфалерит, галенит. Медносульфидное оруденение имеет также вкрапленный характер, изредка встречаются поздние прожилки халькопирита. Среднее содержание меди 0,65%. Имеются убедительные

свидетельства более поздней кристаллизации рудных минералов по отношению к породообразующим. Выделяется два типа руд — преобладающие ванадиево-железо-медные и ванадийсодержащие железные. Главным промышленным компонентом является медь, существенное значение имеют также железо, ванадий, титан и фосфор. Отмечены примеси золота, серебра, палладия, селена и теллура. На месторождении развита зона окисления, частично отработанная еще в прошлом столетии.

Карбонатитовые месторождения

Промышленный тип карбонатитовых медных месторождений выделен благодаря открытию уникального по запасам (0,9% запасов зарубежных стран), но пока единственного в мире промышленного **месторождения Палабора** в ЮАР. Это комплексное месторождение, приуроченное к массиву ультраосновных щелочных пород, представляющему собой трубообразное тело диаметром 0,5—0,7 км, прорывающее архейские граниты. Карбонатиты расположены в центральной части массива, периферическая часть его сложена магнетит-оливин-апатитовыми породами. Карбонатиты сначала разрабатывались на фосфор, затем из них извлекали магнетит и бадделеит, а с 1962 г. началась добыча медных руд. Медная минерализация локализована в карбонатитах и представлена прожилками и зонами вкрапленности. Образование ее происходило в два этапа, соответствующих двум фазам формирования карбонатитов. Более ранние, приуроченные к периферии тела, состоят из кальцита, магнетита, оливина, флогопита с акцессорными апатитом, бадделеитом, торианитом. Основным медным минералом является борнит. Поздние карбонатиты слагают ядра и радиальные дайки. В их составе анкерит (50—60%), магнетит (25%), флогопит, оливин, апатит, валлериит. Главный медный минерал — халькопирит, борнита и кубанита мало. Редкие примеси представлены торианитом, бадделеитом, шпинелью, сульфидами и другими минералами. Среднее содержание меди в рудах — 0,68%. Рудное тело прослежено до глубины 900 м. Запасы меди оцениваются в 1,5 млн т. Годовое производство меди — 80 тыс. т. Помимо меди, магнетита и апатита из руд извлекают уран, торий, золото, серебро.

Скарновые месторождения

Формируются в экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузий, прорывающих известняки и известково-терригенные породы. Возникающие в этих условиях известковые скарны гранит-пироксенового состава развиваются и по вмещающим породам, и по гранитоидам. Промышленные рудные тела размещаются в зонах экзоскарнов на небольшом удалении от контакта. Они характеризуются сложной морфологией, небольшими размерами, комплексным составом руд. В этих месторождениях обычны сочетания борнит-халькопиритового и магнетитового оруденения. Руды прожилково-вкрапленные. Содержание меди высокое, но неравномерное, в среднем 1,5—3%. Медная минерализация имеет наложенный характер и формируется в течение многостадийного процесса. Сопутствующими компонентами являются железо, золото, кобальт, серебро, селен, теллур, молибден.

Скарновые месторождения многочисленны, но обычно невелики по масштабам. Доля их в мировых запасах меди около 0,6%; в России роль этого промышленного типа более существенна.

К скарновому типу относятся месторождения Турьинской группы на Урале, Юлия в Западной Сибири, Саякское, Ирису в Казахстане, Клифтон, Бисби в США, Долорес в Мексике, Тинтайя в Перу, Мазрасх, Санган, Анджерт в Иране и другие.

Вадимо-Александровское месторождение относится к Турьинской группе, находится на восточном склоне Среднего Урала. Район Турьинских рудников сложен вулканогенно-осадочной толщей. В основании ее залегает спилит-диабазовая серия верхнего силура, перекрытая авгитовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями нижнего девона. Выше залегает толща рифогенных известняков, перекрытая туффитами и роговообманковыми порфиритами.

Мелкие штоки и дайки гранодиоритов, габбро-диоритов и диоритовых порфиритов, прорывающие толщу рифогенных известняков, вместе с эффузивами андезито-базальтового и андезитового состава входят в раннедевонскую вулкано-плутоническую ассоциацию. Контакты интрузивных образований с известняками сопровождаются пироксен-гранатовыми и гранатовы-

ми скарнами, на которые наложены поздние пироксеновые. Рудная минерализация тяготеет к контакту скарнов и известняков. Массивные и вкрапленные магнетит-пирит-халькопиритовые руды слагают тела сложной линзовидной, штокообразной формы. Некоторые залежи имеют пластообразную форму, располагаясь в апофизах скарновой зоны, ориентированных согласно с напластованием известняков в основании рифовой постройки. Главные минералы руд — пирит, халькопирит, магнетит, второстепенные — ковеллин, борнит, кобальтсодержащий пирротин, сфалерит, молибденит. На месторождении выделяется несколько минеральных типов руд: халькопирит-магнетитовый, халькопирит-пирротиновый, халькопирит-пиритовый и сфалерит-халькопиритовый. Средние содержания меди — 1 – 2%, наиболее богатые руды, облекающие в виде оторочек блоки известняков, характеризуются содержаниями от 3 до 28%. Основные компоненты руд — медь, железо, сера, второстепенные — золото, серебро, кобальт, молибден — промышленного значения не имеют. В известняках, примыкающих к рудоносным скарнам, развиты скаполит, гранат, диопсид, волластонит, а также непромышленная борная минерализация в виде послойных скоплений датолита и жил боратов.

Гидротермальные плутоногенные месторождения

Среди плутоногенных гидротермальных месторождений меди выделяются медно-порфировые, связанные с гипабиссальными порфировыми интрузиями умеренно кислого состава, и жильные месторождения. В медно-порфировых месторождениях содержится почти 62% мировых запасов меди, в сульфидно-кварцевых, жильных — около 1%.

Медно-порфировые месторождения по особенностям геологического строения, формационной приуроченности, составу руд и другим геолого-промышленным характеристикам представляют собой достаточно индивидуализированную группу, что позволяет выделить ее в особый геолого-промышленный тип. Им свойственен ряд особенностей: связь оруденения с порфировыми интрузивами гранитоидного состава; прожилково-вкрапленный штокверковый характер минерализации, развитой в эндо- и экзоконтактовых зонах порфировых

штоков; устойчивый минеральный состав руд (главные минералы — пирит, халькопирит, магнетит, молибденит), относительно низкие содержания меди в первичных рудах; выдержанная зональность оруденения и гидротермально измененных пород; большие запасы.

Согласно классификации месторождений меднопорфирового семейства на формационной основе, предложенной А. И. Кривцовым, И. Ф. Мигачевым, В. С. Поповым (1986), среди них по составу руд и соотношениям меди, молибдена и золота выделяется четыре типа: собственно меднопорфировые и золото-меднопорфировые, молибден-меднопорфировые, медно-молибденпорфировые и собственно молибденпорфировые.

Анализируя комплекс признаков, отражающих взаимосвязь палеотектонической позиции месторождений, петрологических характеристик рудоносных плутоногенных комплексов и составов руд, указанные авторы приходят к выводу, что рассматриваемые месторождения располагаются в геоструктурах двух типов: в базальтоидных вулкано-плутонических поясах, эквивалентных внешним (барьерным) зонам островных дуг и принадлежащих к позднегеосинклинальным стадиям развития эвгеосинклиналей, и в андезитоидных вулкано-плутонических поясах, формирующихся в орогенно-активизационном режиме на субстрате, различном по составу и времени образования. Пояса последнего типа по природе цоколя отчетливо разделяются на эпиэвгеосинклинальные, эпимиогеосинклинальные и эпикратонные. Таким образом, провинции, зоны и районы меднопорфирового оруденения отвечают четырем различным палеотектоническим обстановкам, что отражается в составе рудоносных интрузивных комплексов и руд месторождений.

В обоснование формационной приуроченности приводятся следующие данные. Золото-меднопорфировые и собственно меднопорфировые (безмолибденовые) месторождения известны только в островодужных комплексах, где они находятся в тесной пространственно-временной связи с вулкано-плутоническими ассоциациями, которые образованы базальт-андезито-базальтовыми вулканогенными и габбро-диорит-кварц-диоритовыми (плагиогранитными) плутоногенными формациями. Такие ассоциации составляют базальтоидные вулкано-плутонические пояса; они

завершают натриевые серии геосинклинального базальтоидного магматизма и закономерно сменяют во времени и по латерали однородные базальтовые и колчеданоносные контрастные и непрерывные формации.

Молибден-меднопорфировые месторождения характерны для андезитоидных вулкано-плутонических поясов (либо их отрезков), в основании которых преобладают эвгеосинклинальные комплексы предшествующих периодов развития. В подобных эпиэвгеосинклинальных обстановках месторождения входят в известково-щелочные вулкано-плутонические ассоциации, образованные андезитовыми вулканогенными и габбро-диорит-гранодиоритовыми плутоногенными формациями.

Медно-молибденпорфировые месторождения располагаются в эпимиогеосинклинальных поясах, где они связаны с известково-щелочными вулкано-плутоническими ассоциациями, которые состоят из андезит-дацит-риолитовых вулканогенных и диорит-гранодиорит-монцонитовых плутоногенных формаций. Собственные молибденпорфировые месторождения характерны для эпикратонных поясов и их участков, где вулканизм, как правило, не получает существенного развития, а плутоногенные образования принадлежат диорит-гранодиорит-гранитовой формации.

Продуктивные вулкано-плутонические ассоциации и входящие в них плутоногенные формации, с которыми ассоциирует меднопорфировое оруденение, различаются по петрохимическим характеристикам, зависящим от палеотектонической подгруппы соответствующих вулкано-плутонических поясов, от состава и природы субстрата последних. Выделяется четыре генерализованных ряда плутонитов, сопровождающихся меднопорфировым оруденением и соответственно четыре модели месторождений: габбро-диорит-тоналит в эвгеосинклинальных поясах, которому отвечает «диоритовая» модель месторождений с золото-меднопорфировой минерализацией; диорит-гранодиорит в эпиэвгеосинклинальных поясах, для которого характерна «гранодиоритовая» модель месторождений с молибден-меднопорфировой минерализацией; диорит-монцодиорит-монцонит в эпимиогеосинклинальных поясах, которым отвечает «монцонитовая» модель месторождений с медно-молибденпорфировыми рудами; диорит-гранодиорит-гранит в эпикратонных по-

ясах, которым отвечает «гранитная» модель месторождений с собственно молибденовой минерализацией при крайне низких концентрациях меди и нередко повышенных содержаниях олова и вольфрама.

Отчетливая зависимость состава руд месторождений от состава рудоносных интрузивных тел свидетельствует о том, что основным источником рудных компонентов при формировании месторождений меднопорфирового семейства являются магматические массы рудоносных комплексов.

Рудные тела меднопорфировых месторождений располагаются в апикальной части рудоносных штоков в общем конформно их ограничениям. По В. Т. Покалову, 65% медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактовых зонах материнских плутонов, 25 — в их ближайшем экзоконтакте (300 — 500 м), 10 — в далеком экзоконтакте (500 — 1500 м). Глубина распространения оруденения в материнских плутонах достигает 800 — 1000 м от кровли последних. Характерным элементом структуры месторождений часто служат тела эксплозивных брекчий, проникающие из кровли интрузива во вмещающие породы.

Рудные тела представляют собой систему пересекающихся прожилков и рассеянной рудной вкрапленности среди гидротермально измененных пород рудоносного штока и вмещающих образований. Форма штокверков в плане различна, чаще всего это изометричные тела, овальные, кольцевые, иногда линейно-вытянутые. В разрезе штокверки имеют столбообразную, конусообразную, иногда трубообразную форму, реже встречаются штокверки пластообразной формы. Генезис трещиноватости штокверков трактуется по-разному. Одни исследователи считают трещины контракционными, возникающими в процессе остывания магмы, другие связывают их образование с оседанием кровли интрузива, третьи — основную роль отводят тектоническим деформациям. Наконец, ряд исследователей приходит к выводу, что на изучаемых ими объектах присутствуют все три генетических типа трещин.

Рудная минерализация распределена в ряде случаев довольно равномерно, чаще — неравномерно, образуя обогащенные участки, приуроченные обычно к зонам повышенной трещиноватости на фоне бедных руд

с безрудными участками. Рудные тела не имеют четких границ, связаны постепенными переходами с безрудными породами и оконтуриваются по данным опробования. В качестве попутных компонентов, кроме молибдена и золота, из руд извлекают серебро, мышьяк, селен, теллур, рений и другие минералы.

Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, молибденит, в небольших количествах присутствуют сфалерит, галенит, часто магнетит. Наряду с ними встречаются борнит, энаргит, блеклая руда, халькозин. Характерной особенностью руд является мелкая рассеянная вкрапленность; по некоторым данным, до 40% зерен сульфидов имеют размер менее 0,1 мм. Из нерудных наиболее широко распространены кварц, серицит, ортоклаз, биотит, минералы группы каолина; в заключительной стадии рудного процесса широко развиты цеолиты, карбонаты, сульфаты.

Размеры рудных залежей, как было отмечено выше, обычно велики, площадь их нередко измеряется квадратными километрами, объемы достигают 1 км^3, а иногда и превышают.

Месторождения с запасами 1 — 3 млн т меди считаются средними для этого типа, в крупных содержится более 4 млн т. В уникальных месторождениях (Чукикамата, Эль-Тениенте) запасы превышают 20 млн т.

Меднопорфировым месторождениям свойственна первичная концентрическая зональность. Обычно центральные, ядерные зоны их характеризуются наличием так называемого «кварцевого ядра», слабым проявлением прожилково-вкрапленного медно-молибденового оруденения. Иногда присутствуют (даже в промышленных количествах) оловянная и вольфрамовая минерализация. Внутренние зоны, окружающие ядро в виде своеобразного колпака, выражены в развитии калишпатизации, биотитизации, интенсивном окварцевании, серицитизации, хлоритизации пород. В этих зонах сосредоточены основные промышленные концентрации прожилково-вкрапленных и вкрапленных медных и молибденово-медных руд. Внешние надрудные и фланговые зоны обусловлены развитием аргиллизации, алунитизации, интенсивной пропилитизации вмещающих пород. В этих зонах локализована в основном жильная полиметаллическая минерализация.

Важную роль для промышленной оценки медно-порфировых месторождений играет развитие процессов окисления, формирующих вторичную вертикальную зональность руд. При этом сверху вниз наблюдаются следующие зоны: выщелачивания, глубиной от 0,5 до 80 м; окисления, мощностью от первых метров до 50 — 60 м, иногда 100 — 200 м, сложенная малахитом, азуритом, купритом, теноритом, хризоколлой, самородной медью; смешанных руд переменной мощности; вторичного сульфидного обогащения, мощность которой иногда достигает 200 — 300 м, сложенная халькозином, ковеллином. В последней зоне содержание меди в 1,5 — 2,5 раза выше, чем в первичных рудах. Под зоной вторичного сульфидного обогащения следуют первичные сульфидные руды.

Медно-порфировые месторождения широко распространены. В мире их известно около 150. Выделяются три планетарных пояса распространения медно-порфировых месторождений: Тихоокеанский мезо-кайнозойский (Чили, Перу, Мексика, США, Канада); Средиземноморский кайнозойский (Югославия, Болгария, Армения, Турция, Иран, Афганистан, Зап. Пакистан, Сев. Индия); Казахстанско-Монгольский герцинского и частично каледонского возраста (Казахстан, Узбекистан, Тува, Монголия, Китай). В Тихоокеанском поясе сосредоточена преобладающая часть запасов. В числе наиболее известных медно-порфировых месторождений могут быть названы Коунрад (Казахстан), Каджаран (Армения), Кальмакыр (Узбекистан), Песчанка (Чукотка), Чукикамата, Эль-Тениенте (Чили), Бингем, Сан-Мануэль (США), Вэлли-Коппер (Канада), Майданпек (Югославия) и др.

Месторождение Песчанка — одно из наиболее крупных медно-порфировых месторождений России — находится в западной части Чукотки. Оно связано с многофазным плутоном, принадлежащим рудоносной габбро-монцонит-сиенитовой формации позднеюрско-раннемелового Курьинского краевого вулкано-плутонического пояса. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, вмещающие плутон, представлены субщелочными базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, туфами, туфопесчаниками верхней юры. Месторождение располагается (по

И.Ф. Мигачеву и др.) в эндоконтактовой зоне плутона, сложенной монцонитоидными породами основной фазы; оруденение приурочено к штоку кварцевых монцонит-гранодиорит-порфиров. Порфировый шток длиной около 6 км, шириной 0,3 – 0,8 км вытянут в меридиональном направлении, имеет восточное падение (50 – 70°) и характеризуется сложным рельефом кровли. В висячем контакте рудоносного штока выявлены трубообразные тела окварцованных брекчий. Конгломераты и гравелиты раннего мела, перекрывающие плутон, содержат обломки монцонитоидов со следами гидротермального изменения и халькопирит-борнитовой минерализацией. Прожилково-вкрапленное оруденение охватывает тело порфиров и распространяется во вмещающие породы на десятки метров. Рудное тело повторяет конфигурацию штока и характеризуется сложными очертаниями благодаря многочисленным апофизам, пережимам и т. д. (рис. 38).

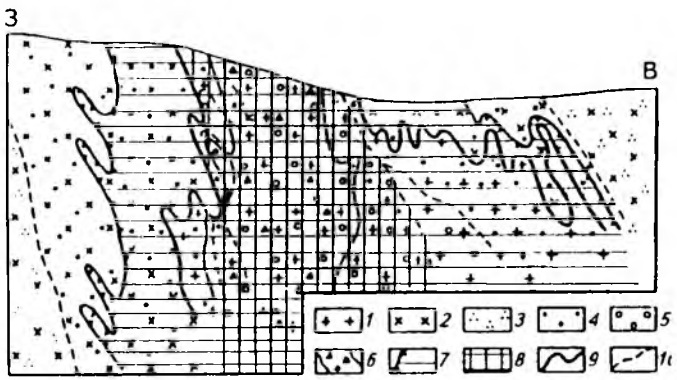


Рис. 38. Разрез месторождения Песчанка (по И. Мигачеву и В. Шишакову, 1983)

1 — кварцевые монцонит-гранодиорит-порфиры; 2 — кварцевые монцониты, равномерно- и неравномерно-зернистые; 3–5 — зоны гидротермально-метасоматически измененных пород: 3 — пропилитовая, 4 — кварц-серицит-хлоритовая, 5 — кварц-серицитовая; 6 — зона интенсивного развития безрудных кварцевых прожилков; 7–8 — рудное тело: 7 — пирит-халькопиритовая зона, 8 — борнит-халькопиритовая зона; 9 — контур порфирового штока; 10 — контур метасоматических и рудных зон

Промышленные рудные тела оконтурены по бортовому содержанию меди — 0,3%, средние содержания меди — 0,56%, молибдена — 0,013%, золота — 0,3 г/т. Рудные тела обрамляются минерализованными зонами мощностью 100—200 м с постепенным уменьшением содержания меди к периферии до 0,10—0,05%. В периферической части месторождения фиксируются полиметаллическая и золоторудная жильная минерализации.

Гидротермально-метасоматические изменения пород типичны для меднопорфировых месторождений и образуют зональный ореол в виде концентрических оболочек мощностью 100—200 м. В центре ореола располагается «кварцевое ядро», которое обрамляется калиевой зоной (кварц, биотит, калишпат, альбит), затем следует зона кварцево-серицитовых изменений (с гидрослюдами, карбонатом, хлоритом), далее — внутренняя и внешняя пропилитовые зоны.

Состав и зональность рудной минерализации также типичны для меднопорфировых месторождений. Главные минералы руд — пирит, халькопирит, борнит, блеклые руды (теннантит-тетраэдрит), молибденит, второстепенные — магнетит, гематит, сфалерит, галенит, халькозин, ильменит; изредка встречаются марказит, аргентит, арсенопирит, пирротин, энаргит, самородное золото. Выделено несколько последовательно образованных минеральных ассоциаций: магнетит-пиритовая, молибденитовая, пирит-халькопиритовая, халькопирит-борнит-блекло-рудная, полиметаллическая. Наиболее поздними являются прожилки и гнезда кальцита, ангидрита, гипса и цеолитов с убогой сульфидной минерализацией. Основные полезные компоненты руд — медь и молибден, главные попутные — золото и серебро.

Зона окисления развита незначительно и лишь вдоль тектонических нарушений распространяется на глубину в несколько десятков метров; для нее характерны малахит, азурит, гидроксиды железа и марганца, редко куприт, тенорит, хризоколла, бирюза. На северном фланге месторождения развит ореол самородной меди.

Температурный диапазон рудообразования, по данным изучения флюидных включений и пирит-халькопиритовому геотермометру, составляет 100—350 °С.

Месторождение Чукикамата находится в Чили, уникально по масштабу. С начала эксплуатации его в 1915 г. добыто более 10 млн т меди, оставшиеся запасы оцениваются в 26,7 млн т (5,4% мировых запасов) при содержании 1,2%, а молибдена — в 120 тыс. т при содержании в первичных рудах 0,04%.

Месторождение расположено в восточной зоне Главной Кордильеры Чили и приурочено к олигоценовому интрузиву гранодиорит-порфиров, прослеженному по простиранию на 14 км при ширине 500—2000 м. На востоке он прорывает юрские и палеозойские гранитоиды, на западе Западным разломом отделен от гранодиоритов эоцен-олигоценового возраста. Образование штокверка рудоносных прожилков и жил связывается со сдвиговыми перемещениями по Западному разлому. Возраст оруденения, определенный по серициту (С. Кирт, П. Сото), составляет 28,0—31,2 млн лет, что соответствует олигоцену. Рудное тело, представленное штокверком размером 3000x750 м, в плане вытянуто с севера на юг вдоль Западного разлома, а в разрезе имеет форму сужающегося книзу клина. Штокверк образован густой сетью прожилков и ветвящихся жил. Первичное оруденение на глубину не оконтурено, скважины глубиной 1000—1300 м не вышли из руды. Главные минералы первичных руд — пирит, энаргит, халькопирит, второстепенные — борнит, сфалерит, галенит, молибденит. Вмещающие породы интенсивно серицитизированы, окварцованы и хлоритизированы.

На месторождении отмечается горизонтальная зональность. Непосредственно к Западному разлому примыкает зона интенсивного кварц-серицитового метасоматоза с наиболее богатыми первичными медно-молибденовыми рудами (халькозин, энаргит, молибденит, на более глубоких горизонтах — халькопирит) шириной 100—500 м. Центральная зона характеризуется медными халькопирит-халькозиновыми рудами и аргиллизацией вмещающих пород. Восточной зоне свойственна полиметаллическая минерализация — халькопирит, борнит, галенит, сфалерит — развитая на фоне пропилитизации пород (рис. 39).

Первичные руды на месторождении пока не разрабатываются, ведется добыча окисленных и смешан-

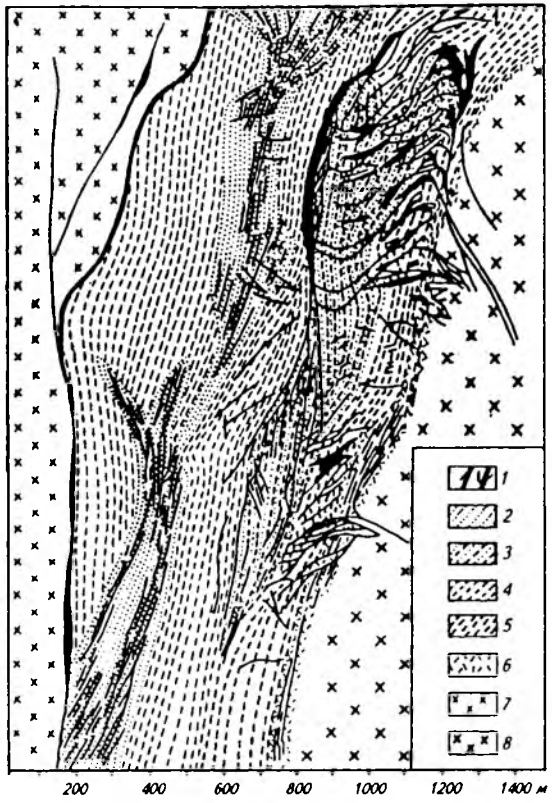


Рис. 39. Схема геологического строения меднопорфирового месторождения Чукикамата (по В. Лопецу и В. Перри)
1 — рудные жилы и прожилки (штокверковая зона);
2–6 — измененные палеогеновые монцонитовые порфиры: 2 — окварцованные, 3 — серицитизированные и слабоокварцованные, 4 — интенсивно серицитизированные, 5 — альбитизированные и серицитизированные, 6 — хлоритизированные и альбитизированные: 7, 8 — гранодиориты: 7 — палеогеновые, 8 — юрские

ных руд. Мощность окисленных руд достигает 200 м, главный рудный минерал в них — антлерит, в меньших количествах присутствуют атакамит и брошантит. Далее следует зона выщелачивания, а под ней — наиболее мощная зона богатых халькозиновых и халькозин-ковеллиновых руд, прослеживающаяся до глубины

около 700 м. Месторождение разрабатывается карьером, размеры которого 3,9x1,1 км в плане, глубина — около 460 м, проектная глубина — 850 м. Ежегодная добыча меди составляет 900 тыс. т (11% мировой добычи).

Колчеданные месторождения

Месторождения представлены несколькими типами, являющимися составными частями единого эволюционного ряда обширного семейства колчеданно-полиметаллических месторождений, которые связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными базальтоидными формациями раннегеосинклинальных этапов развития складчатых поясов. Все основные особенности месторождений и, в первую очередь, состав руд (соотношения меди, цинка, свинца) обусловлены типом рудоносных формаций, а последние — палеовулканической и геотектонической позицией колчеданоносных провинций. По данным М.Б. Бородаевской, Д.И. Горжевского, А.И. Кривцова, Г.А. Твалчрелидзе, Г.Ф. Яковлева и других, выделяется несколько типов колчеданоносных провинций, различающихся режимом и интенсивностью вулканизма, петрохимической специализацией рудоносных формаций, различной степенью их дифференцированности. К числу существенно медных можно отнести кипрский, уральский, отчасти малокавказский типы. Рудоносные провинции кипрского типа представляют собой первичные геосинклинали, океанические рифтогенные структуры, выполненные натровыми недифференцированными базальтовыми формациями. Колчеданные месторождения этих провинций характеризуются преобладанием серно- и медноколчеданных руд. Провинции уральского типа представлены островодужными вулканическими поясами первичных эвгеосинклиналей с контрастными (риолит-базальтовыми) и непрерывными (базальт-андезит-дацит-риолитовыми) формациями. Состав руд серно-, медноколчеданный, цинк-медноколчеданный. Провинции малокавказского типа — это островодужные окраинно-континентальные системы с непрерывными в основном андезитоидными формациями. Оруденение представлено свинцово-цинково-медноколчеданными рудами.

Колчеданные месторождения обычно тяготеют к верхним частям разреза рудоносных формаций, рас-

полагаясь в вулканогенно-осадочных, вулканомиктовых или терригенных породах, фиксирующих прекращение или затухание очередного этапа активного вулканизма.

Размещение рудных полей и месторождений в пределах колчеданоносных провинций контролируется положением вулканических центров, рудные тела, как правило, приурочены к локальным вулканическим структурам.

Положение рудных тел во всех случаях определяется благоприятной для рудоотложения фациальной обстановкой и условиями сохранения и последующего захоронения рудных скоплений.

Форма рудных тел колчеданных месторождений весьма разнообразна. В большинстве случаев это линзовидные, нередко пластообразные залежи, располагающиеся согласно с вмещающими породами. Со стороны лежачего бока рудных тел в рудоподводящих каналах и зонах развиваются прожилково-вкрапленные штокверковые руды, иногда круто секущие жилы и жильные системы. Некоторые колчеданные месторождения характеризуются многоярусным строением, когда в разрезе наблюдается две, три и больше согласных, параллельных рудных залежей. Протяженность рудных тел достигает иногда 3—5 км при мощности до 100 м.

Как правило, пластообразные и линзовидные согласные залежи сложены сплошными массивными и полосчатыми рудами, текстурный рисунок которых отражает обстановку их формирования в локальной рудоконцентрирующей структуре. На флангах, в лежачем и висячем контактах таких тел наблюдаются участки переслаивания сульфидов с вмещающими осадочными породами. В последние годы в массивных колчеданных рудах южноуральских месторождений обнаружены реликты придонных гидротермальных построек, аналогичных современным «курильщикам» срединно-океанических хребтов и даже содержащих остатки замещенной сульфидами фауны, ассоциация которых типична для сообщества, населяющего современные «черные курильщики».

В перекрывающих рудные тела породах и на выклиниваниях тел обычно присутствуют рудокласты,

нередко образующие локальные скопления, вероятнее всего возникшие вследствие разрушения придонных сульфидных сооружений или при сползании руд по склонам купольных структур. Иногда подобные процессы приводят к формированию так называемых перемещенных залежей промышленного масштаба.

Минеральный состав руд колчеданных месторождений характеризуется резким преобладанием сульфидов железа (90—95%). Наряду с ними в качестве основных минералов, в зависимости от типа руд, могут присутствовать халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, суммарное количество которых составляет 5—10%. Другие сульфиды наблюдаются в небольших и незначительных количествах. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, баритом, карбонатами. Содержание меди в рудах в среднем 1,4%, цинка — 2%. Кроме меди, цинка и серы в рудах в промышленных количествах содержатся золото (0,2—10 г/т), серебро (30—40 г/т), кадмий, селен, теллур, кобальт.

Рудные залежи колчеданных месторождений часто (хотя и не всегда) сопровождаются околорудными породами, которые подразделяются на два типа. Первый тип околорудных образований представлен зональными ореолами гидротермального изменения пород кварцево-серицитового типа, развитыми вдоль рудоподводящих зон; второй — подстилающими рудные тела согласными залежами гидротермально-осадочного генезиса, имеющими зональное строение: микрокварциты, залегающие в основании, сменяются вверх хлоритолитами и серицитолитами.

Вертикальная зональность околорудных гидротермально-осадочных пород является начальным элементом общей зональности колчеданных залежей, в которых смена составов руд происходит по общей схеме — от серно- и медноколчеданных в основании до колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических в верхних частях.

Колчеданные месторождения широко распространены, они присутствуют в провинциях развития базальтоидного вулканизма от докембрийских до современных; в них содержится 8,4% запасов меди. В России разведано 55 медноколчеданных месторождений, со-

держащих 28% общероссийских запасов меди. Одно из них — Гайское — относится к разряду уникальных по запасам. Максимальные концентрации колчеданных руд фиксируются в докембрии и среднем-позднем палеозое. Наибольшей известностью пользуются месторождения Южного и Среднего Урала (Гайское, Сибайское, Блявинское, Учалинское. Подольское и др.). Северного Кавказа (Урупское, Худесское), Канады (Кидд-Крик, Вайз, Норбек, Флин-Флон и др.), Кипра (Скуриотисса), Испании (Рио-Тинто), Японии (Бесси), Турции, Норвегии, Швеции и другие.

Месторождения Кипра известны с античных времен. С названием острова связано латинское название металла: Агрикола считал, что медь была названа «купрум» потому, что ее добывали на Кипре. В древности на кипрских месторождениях выделяли два типа руды: халкит — собственно медная (халькопиритовая) руда, от названия которой, вероятно, произошло русское слово «колчедан», и кадмия — медно-цинковая руда. Кипрские месторождения являются своеобразным эталоном, по которому назван один из типов колчеданных месторождений, связанных с формациями толеитовых базальтов, являющихся членами офиолитовых ассоциаций, формирующихся в зонах спрединга. Месторождения Кипра (по Р. Хатчинсону, Д. Серлу, Г. Константиноу и др.) приурочены к массиву Троодос, в центральной части которого развиты ультраосновные и основные породы (серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты, ортогнейсы), сменяемые интенсивно рассланцованным дайковым комплексом диабазов, микрогаббро, микродиоритов. Периферическая часть массива сложена мощным комплексом толеитовых базальтов, состоящим из трех частей: базальной формации измененных базальтов и даек диабазов мощностью 500 м; нижних подушечных лав мощностью 400 м; верхних подушечных лав мощностью 400 м. Выше залегают меловые осадки, в основании которых выделяется маломощный (23 м) горизонт, сложенный охрами, умбрами и сланцами и называемый «формацией Парапеди».

Колчеданные месторождения Кипра — Скуриотисса, Агрокиния, Коккиноя и другие — занимают однотипную структурную позицию. Согласные тела мас-

сивных сульфидных руд залегают между излияниями нижних и верхних подушечных лав. Формирование руд и происходило в промежутке времени между излияниями этих лав. При этом в нижней части рудных тел наблюдаются компактные сульфидные руды, а верхняя часть сложена конгломератовидными рудами, пиритовой сыпучкой. Со стороны лежачего бока иногда развиты штокверковые зоны прожилково-вкрапленных руд в подводящих каналах. Рудные тела перекрываются неизмененными подушечными лавами, а чаще — горизонтами охр и умбр формации Парапеди и подобными им образованиями (рис. 40). Охры залегают непосредственно под колчеданными залежами, содержат примесь сульфидных минералов и являются продуктом подводного изменения массивных сульфидных руд. Марганцовистые осадки — умбры — располагаются выше, переслаиваются с пелагическими осадками, часто характеризуются повышенным содержанием бария. Охры и умбры, кроме того, обогащены ванадием, медью, цинком.

Руды месторождений на 90% сложены пиритом; кроме того, присутствуют халькопирит и сфалерит. В небольших количествах встречаются марказит, пирротин, галенит, теннантит, ковеллин, халькозин. Содержание меди достигает 2,1%. В рудах содержится золото (0,3 г/т) и серебро (12 г/т), в зонах охр их концентрации возрастают соответственно до 60 — 150 г/т и 350 — 600 г/т.

Сибайское месторождение расположено на Южном Урале в пределах западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Оруденение связано с контрастной базальт-риолитовой формацией среднедевонского возраста. Месторождение (по И. Серавкину) приурочено к Сибайской палеовулканической структуре, сложенной вулканическими породами карамалыташской свиты. Вулканическая постройка вытянута в меридиональном направлении на 12 км при ширине 2 — 3 км. В основании разреза залегают однородные диабазы мощностью более 1000 м. Выше, в строении палеовулкана, выделяются (снизу вверх) пять толщ: мелкопорфировые риолит-дацитовые породы мощностью до 1000 м; слоистая пачка основных эффузивов, кремнистых сланцев, туффитов, тефроидов мощностью

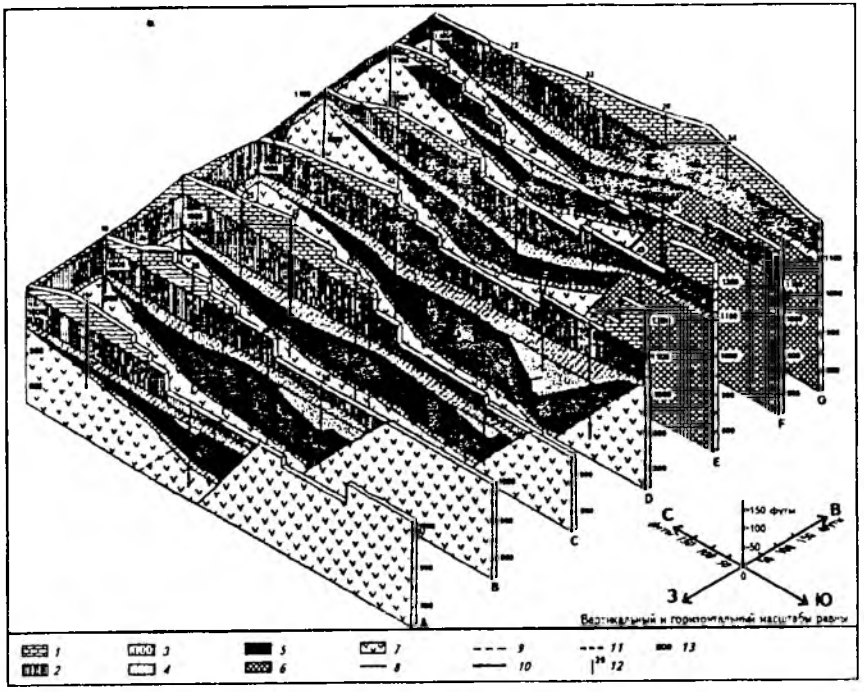


Рис. 40. Геологическое строение рудного тела Скуриотисса (по Ю. Хадьиставриноу и Г. Константиноу)

Рудная зона Скуриотисса (изометрическая проекция, вид с юго-запада): 1 — рифогенные известняки; 2 — мергели с коричневыми и розовыми аргиллитами в основании; 3 — коричневая умбра с серыми туфами, оранжевыми гематитовыми охрами и сульфидами в виде чередующихся прослоев в основании; 4 — древние выработки, заполненные смесью умбры, охр и сульфидов; 5 — массивные сульфиды; 6 — измененные подушечные лавы, содержащие вкрапленность сульфидов; 7 — верхние подушечные лавы; 8 — установленные геологические границы; 9 — предполагаемые геологические границы; 10 — разломы; 11 — предполагаемые разломы; 12 — старые скважины ударно-канатного бурения компании С.М.С.; 13 — превышение над средним уровнем моря (уровень грунтовых вод приблизительно на 248 м выше среднего уровня моря)

50 – 100 м; риолиты, кластолавы, брекчии, проєлои кремнистых пород мощностью от 50 до 300 – 500 м; горизонт смешанных брекчий с рудокластами мощностью до 20 м; гиалокластиты, спилиты и кластогенные тефроиды мощностью до 500 м.

Рудные тела локализованы в центральной кальдере среди экструзивных кварцевых риолитов и в их контакте с перекрывающими гиалокластитами. Подрудные породы образуют эффузивный купол, риолиты в центральных частях которого имеют массивное, а в кровле — брекчиевидное строение (рис. 41).

Занимающая центральное положение в структуре Ново-Сибайская залежь представляет собой крупный рудный блок, состоящий из соединенных в осевой части трех крупных линз. Ось сочленения линз наклонена к западу под углами около 45 – 50°. Каждая линза подстилается маломощным прослоем перемытых слоистых пород, состоящих из обломков риолитов. На выклинивании линз наблюдаются шлейфы рудокластов. Кроме того, на месторождении известны несколько пастообразных и линзовидных залежей преимущественно брекчиевых руд, расположенных на тех же стратиграфических уровнях, что и основные линзы. Рудные тела пересекаются дайками диабазов, диабазовых порфиритов.

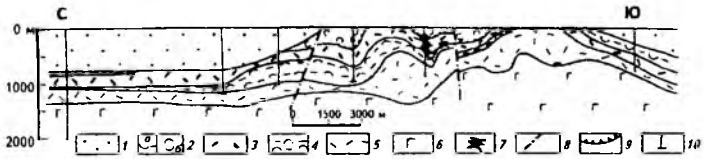


Рис. 41. Продольный разрез Сибайского палеовулкана (по И. Серавкину)

1 — флишоидные отложения улутауской свиты; 2–6 — карамалыташская свита: 2 — верхняя толща: а — переслаивающиеся вулканогенно-осадочные породы и базальты, б — гиалокластиты и гиалокластогенные тефроиды; 3–5 — контрастная толща: 3 — кварцевые риолиты, 4 — переслаивающиеся базальты, шаровые афировые базальты и вариолиты, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы, 5 — экструзивные и эффузивные базокварцевые риодациты; 6 — нижняя толща: однородные диабазы; 7 — колчеданные залежи; 8 — разломы; 9 — границы основания кальдер; 10 — наиболее глубокие скважины

Рудные тела формировались (по А. Жабину и И. Серавкину) синхронно с ростом вулканической постройки, о чем свидетельствуют горизонты рудокластов. Судя по находкам остатков фауны вестиментифер и других организмов (В. Масленников, В. Зайков), обстановка и механизмы формирования руд были близки наблюдаемым в современных гидротермальных системах рифтовых зон океана.

Главные рудные минералы — пирит, сфалерит и халькопирит, второстепенные — мельниковит-пирит, пирротин, магнетит, примеси — теннантит, галенит, арсенопирит, самородное золото, гематит, борнит, энаргит, гринокит, фрейбергит, киноварь. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, сидеритом, хлоритом, серицитом, баритом.

Ново-Сибайская залежь обладает зональностью, единой для всей системы линз. Центральную часть рудного тела слагают серноколчеданные руды, сменяющиеся в сторону лежачего бока медистыми и медисто-пирротиновыми рудами, а в сторону висячего бока и к выклинкам — медно-цинковыми и цинково-колчеданными разностями.

Главные компоненты руд — медь, цинк, сера, в качестве примесей присутствуют золото, серебро, кобальт, селен, теллур и др. Околорудные изменения пород выражены относительно слабо и характеризуются развитием в лежачем боку метасоматической колонки кислотного выщелачивания с центральной зоной кварц-серицитого состава.

Сульфидные руды океана — одно из крупнейших открытий последнего времени, оказавших существенное влияние на формирование концепции колчеданного рудообразования. Общепризнано, что сульфидные скопления, формирующиеся на дне океана в результате деятельности подводных гидротермальных систем, являются современными аналогами древних колчеданных месторождений. Известны два типа проявлений гидротермальных сульфидов на дне океана — металлоносные осадки и массивные сульфиды.

Металлоносные осадки, наиболее близкие по условиям формирования некоторым типам древних колчеданных руд, обнаружены в Красноморском рифте. Здесь, в осевом троге, установлен ряд локальных впа-

дин, заполненных металлоносными осадками и гидротермальными минерализованными рассолами. В одной из этих впадин — Атлантис-II, размеры которой составляют 6x15 км, зафиксирована активная гидротермальная деятельность и продолжающийся в настоящее время процесс накопления металлоносных осадков. Металлоносные осадки впадины Атлантис-II (по данным Д. Бишофа, Г. Беккера, Г. Рихтера, Г. Бутузовой и др.) представлены пачкой чередования слоев различных фаций и состава, в которой выделяется несколько зон: нижняя обломочно-оксидно-пиритная, нижняя сульфидная, центральная оксидная, верхняя сульфидная и поверхностная аморфно-силикатная. Прослои сульфидных фаций содержат плохо окристаллизованные сфалерит и марматит, реже пирит, микрокристаллические агрегаты барита, а также более редкие кубанит, цинк-халькопирит и другие. Обнаружены также самородные железо, алюминий и свинец. Осадки других фаций представляют собой илы, сложенные железистыми монтмориллонитами, смектитами, аморфным кремнеземом, гидроксидами железа, марганца и продуктами их постседиментационных преобразований. Мощность осадков 30 — 100 м, время их формирования оценивается в 25 тыс. лет. Мощность сульфидных горизонтов в осадках — 1 — 7 м, они характеризуются скоростью осадконакопления 32 — 96 см за 1 тыс. лет. Средние содержания металлов в верхнем горизонте составляют (в %): железо — 23, цинк — 2,4, медь — 0,8, свинец — 0,05. По оценке Д. Бишофа, в осадках впадины Атлантис-II сосредоточено 1,7 млн т цинка (среднее содержание 3,4%), 0,7 млн т — меди (1,3), 30 тыс.т — свинца (0,1), 2100 т серебра, 21 т золота. Сульфидные осадки в более ограниченных количествах развиты еще в восьми впадинах Красного моря. Металлоносные осадки двух основных впадин Атлантис-II и Дискавери рассматриваются в качестве потенциального объекта будущего промышленного освоения.

Массивные сульфиды в виде конусовидных построек на базальтах были впервые обнаружены в 1978 г. К настоящему времени известно около 50 районов распространения гидротермальных сульфидных руд в Мировом океане (рис. 42). Многие из них находятся в активной стадии: через трубообразные конусы суль-

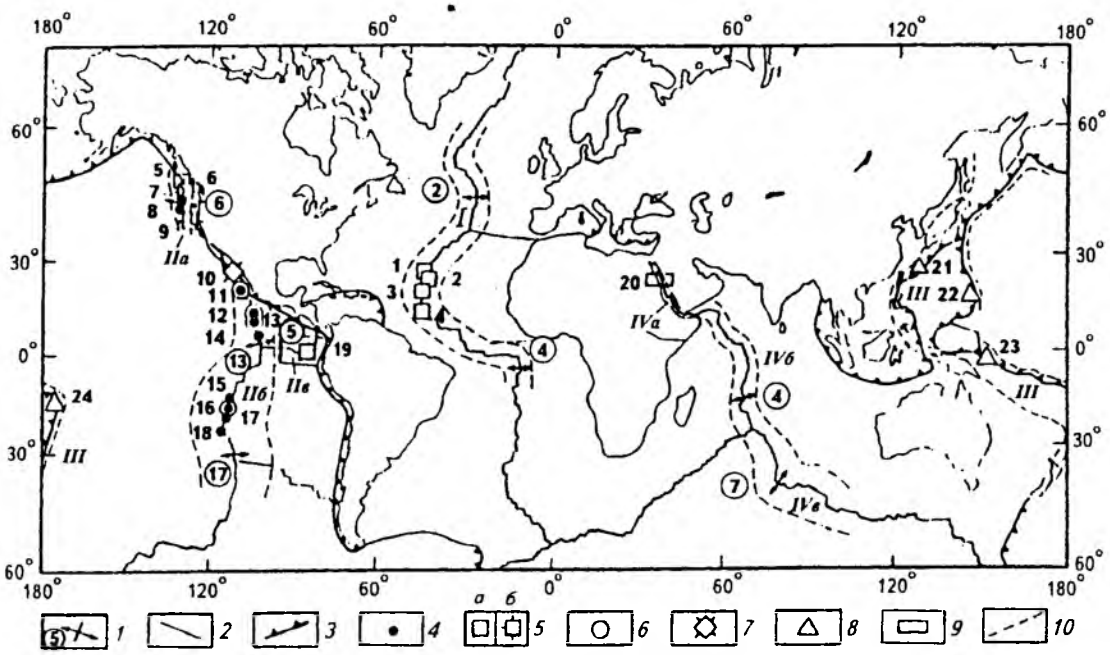


Рис. 42. Схема гидротермальной рудоносности Мирового океана (по И. С. Грамбергу и др.)
1 — океанические и межконтинентальные рифты; направления и полные скорости спрединга (см/год); 2 — активные участки трансформных разломов; 3–8 — зоны: 3 — субдукции, скопления массивных сульфидных (колчеданных руд), 4 — осевых частей океанических рифтов, лишенных рифтовых долин, 5 — рифтовых долин, преимущественно краевых частей (а — на базальтах, б — на осадках), 6 — приосевых рудоносных гор, 7 — межконтинентальных рифтов (на осадках), 8 — тыловодужных рифтов; 9 — стратиформные залежи; 10 — контуры металлогенических мегапоясов и поясов; I–IV — металлогенические мегапояса: I — Срединно-Атлантический, II — Восточно-Тихоокеанский (пояса: IIа — Северо-Американский, IIб — Латиноамериканский, IIв — Галапагосский), III — Западно-Тихоокеанский, IV — Красноморско-Индоокеанский (пояса: IVа — Красноморский, IVб — Центрально-Индоокеанский, IVв — Восточно-Индоокеанский); рудные районы: САХ — 1–26° с.ш. (ТАГ); 2–24, 5° с.ш.; 3–23° с.ш. (МАРК); 4–15° с.ш.; 5 — хр. Эксплорер; б — хр. Эндевор; хр. Хуан-де-Фука; 7–46° с.ш.; 8–44° с.ш.; 9 — хр. Горда; 10 — зал. Калифорнийский; ВТП — 11–21° с.ш.; 12–13° с.ш.; 13–11–12° с.ш.; 14–7° с.ш.; 15–17–20° ю.ш.; 16–21–22° ю.ш.; 17–23° ю.ш..; 18–26° ю.ш..; 19 — хр. Галапагосский; 20 — Красное море; 21 — трог Окинава; 22 — трог Марианский; 23 — впад. Манус; 24 — трог Лау

фидных построек продолжают поступать гидротермальные растворы (около 350 °С), насыщенные взвесями минеральных частиц и рассеивающиеся в водной среде, подобно дыму в воздухе. Благодаря этому сульфидные трубы со струями выходящего из них «дыма» получили название «черных курильщиков».

В настоящее время активные и потухшие курильщики выявлены в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, в районах задугового спрединга Тихого океана, в Атлантическом океане в пределах Срединно-Атлантического хребта. Гидротермальные сульфидные постройки весьма разнообразны по морфологии, строению и минеральному составу. Наибольший интерес представляют крупные тела, имеющие форму холмов или труб. Гидротермальные холмы (по Р. Хекиниану, Г. Батурину, А. Лисицину, Ю. Богданову и др.) имеют обычно конусообразную форму высотой до 50 м. Центральная часть их, являющаяся реликтом наиболее молодых рудных трубок (курильщиков), состоит из сульфидов меди и цинка. Затем следуют три зоны, образовавшиеся в результате просачивания гидротермальных растворов сквозь стенки трубки: внутренняя высокотемпературная пирит-халькопиритовая, средняя пирит-сфалеритовая, внешняя низкотемпературная, сложенная пиритом, марказитом, колломорфным пиритом, кремнеземом. По периферии холмов распространены шлейфы осадков, возникших в результате осаждения и окисления рудной взвеси из «черных дымов» — гидроксидов железа с реликтами зерен пирротина, пирита и сульфидов цинка.

Нередко сульфидные постройки имеют форму труб, колонн и пагод высотой до 15—20 м, возвышающихся на конических цоколях. Причудливая форма построек обусловлена находящимися на их стенках бактериальными матами, скоплениями вестиментифер.

Сульфидные руды на дне океана встречаются и в других формах — в виде полей массивных сульфидов и в виде глыбовых развалов руд. Последние, возможно, образуются за счет разрушения сульфидных конусов и трубок. Минеральный состав сульфидных руд гидротермальных построек весьма разнообразен. Наибольшим развитием пользуются пирит и марказит (около 50%), сульфиды цинка (около 34), меденосные фазы (около 16). Пирит, марказит, пирротин, сфалерит, вюрт-

цит, халькопирит и кубанит являются главными минералами руд. Изредка встречаются галенит, арсенопирит, никелин, молибденит, теннантит, минералы серебра, самородная медь, золото и др. Помимо минералов, образованных в результате взаимодействия гидротермальных растворов с морской водой, широко распространены продукты окисления руд — ковеллин, борнит, халькозин, разнообразные сульфаты меди и железа — бонаттит, халькантит, атакамит, замещающие сульфиды. В изобилии присутствуют оксиды и гидроксиды железа.

Рост сульфидных построек происходит достаточно быстро. Сульфидные постройки (по данным Р. Хекиниана и др.) в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия сформировались менее чем за 100 лет. Согласно наблюдениям за 5 дней вырастает цилиндрическое тело диаметром 10 см на высоту 40 см при средней плотности 2,9 г/см^3, т. е. ежедневно отлагается 1,6 кг рудного материала. Конические сульфидные сооружения с диаметром основания 6 м и высотой 3 м, имеющие массу около 41т, сформировались за 70 лет.

Общие ресурсы океанских сульфидных руд оцениваются по-разному. Масса наиболее крупного рудного тела, обнаруженного в Галапагосской зоне, достигает 25 млн т. Мелкие рудные тела имеют массу порядка нескольких тысяч тонн.

Ресурсы меди в сульфидных рудах океана, известных к 1987 г. (по Г. Батурину), оценивались в диапазоне от 5 до 216 млн т, цинка — от 11 до 518 млн т, что достигает при максимальном значении соответственно 14 и 29% от мировых запасов на континентах. Перспективы промышленного освоения сульфидных руд пока неясны. Предварительные расчеты показывают, что при гипотетической разработке океанских сульфидов в объеме 1,5 млн т руды в год количество извлеченных металлов могло бы составить по отношению к мировой добыче 0,5 – 5% — цинка, 0,5 – 2% — серебра и 0,5 – 1% меди, что ставит эти руды по их возможному потенциалу в один ряд с железо-марганцевыми конкрециями и корками.

Стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев

Геолого-промышленный тип месторождений, известный под названием «медистые песчаники и сланцы», характеризуется специфическими чертами и объ-

единяет достаточно разнообразные месторождения, что позволяет выделить в нем ряд подтипов.

К числу наиболее характерных, типоморфных особенностей месторождений этого типа относятся следующие:

- приуроченность к пестроцветным терригенным толщам, сформированным в платформенных условиях и на заключительных стадиях геосинклинального режима;
- согласное с вмещающими породами залегание рудных тел, имеющих пластовые, пластообразные, линзовидные, лентовидные формы;
- выдержанность рудных тел, значительная их протяженность (до нескольких километров) при относительно малой мощности (от десятков сантиметров до первых метров);
- наличие многоярусных залежей;
- отсутствие околорудных изменений, слабо проявленные карбонатизация, окварцевание, являющиеся следствием поздних преобразований;
- относительно простой минеральный состав руд, главными минералами в которых являются халькозин, борнит, халькопирит, пирит (второстепенные более многочисленны, разнообразие их определяется типом рудоносных формаций);
- проявление минеральной зональности, выраженной в смене сульфидов (снизу вверх) и к флангам в последовательности: халькозин — борнит — халькопирит — пирит;
- зависимость минеральной зональности рудных залежей от фациальных особенностей вмещающих пород (трансгрессивного и регрессивного накопления осадков, мелководных и глубоководных фаций — континентальных или прибрежно-морских);
- присутствие в промышленных количествах попутных компонентов — свинца, цинка, серебра, рассеянных элементов, иногда кобальта, урана и других, при этом количество попутных компонентов и их ассоциации также определяются типом рудоносных формаций.

Месторождения медистых песчаников и сланцев характеризуются крупными размерами, нередко отно-

сятся к уникальным по масштабам запасов. Содержания меди в рудах колеблются от 1 до 6%. Соотношения главных рудообразующих элементов — меди, свинца и цинка — свидетельствуют о ведущей роли меди (Pb:Zn:Cu = 1:0,5:10).

Руды относятся к промышленному типу прожилково-вкрапленных медных серебросодержащих. Помимо серебра, как было отмечено выше, присутствуют платиноиды, полиметаллы, рений, селен, теллур, в месторождениях Замбии и Заира — кобальт и уран. Наиболее распространенными минеральными типами руд являются: халькопирит-борнит-халькозиновый; галенит-халькопирит-борнит-халькозиновый (первичный); брошантит-куприт-самородная медь-малахитовый смешанный (вторичный и окисленный). Месторождения разрабатываются открытым и подземным способами.

В настоящее время большинство исследователей поддерживают и развивают концепцию полигенного и полихронного генезиса стратиформных месторождений, теоретически сформулированную В. И. Смирновым и основанную на работах В. С. Домарева, В. М. Попова, Л. Ф. Наркелюна, Ю. В. Богданова и многих других. Согласно этой концепции первичные руды стратиформных месторождений медистых песчаников и сланцев имеют осадочное происхождение, но позднее, в результате процессов диа- и катагенеза и под воздействием подземных горячих минерализованных вод, испытали в ряде случаев заметные преобразования.

Месторождения медистых песчаников и сланцев связаны с формациями красноцветных, пестроцветных, сероцветных песчано-сланцевых осадочных (иногда вулканогенно-осадочных) пород, формирующимися в крупных депрессионных структурах, развивающихся в условиях орогенного режима или режима активизации платформ.

По геотектонической позиции выделяются структуры внутриплатформенных прогибов и краевых частей платформ, миогеосинклинальные, краевые и предгорные прогибы, прогибы складчатых областей. Несмотря на различную геотектоническую позицию меденосных отложений, для них типична следующая закономерность: все они приурочены к сочленениям

двух типов структур — областям сноса и питания обломочным и рудным веществом и участкам накопления и захоронения этих веществ.

Меденосные формации подразделяются на ряд типов по геотектонической позиции, режимам накопления, стратиграфическим, литолого-фациальным, металлогеническим особенностям. Классификации меденосных формаций разнообразны, но среди них можно выделить наиболее характерные общепризнанные типы (по Наркелюну и др., 1990).

Джезказганский — формируется в орогенных впадинах, в пестроцветных молассовых или молассоидных формациях с характерными типами рудовмещающих фаций: песчано-алевритовых заливно-мелководных, песчаных дельтовых, песчано-глинистых континентально-лагунных.

Замбийский — формируется во внутриплатформенных прогибах. Литолого-фациальные типы рудовмещающих отложений представлены: грубообломочными континентальными и прибрежно-морскими, песчано-глинистыми прибрежно-морскими, глинисто-карбонатными и карбонатными морскими мелководными.

Мансфельдский — приурочен к краевым частям платформ. Представлен медоносными битуминозными глинисто-песчано-карбонатными отложениями мелководного внутриконтинентального бассейна. Преобладающими литолого-фациальными типами рудовмещающих отложений являются терригенно-карбонатные, карбонатные заливно-лагунные и прибрежно-морские.

Каргалинский (приуральский) — приурочен к межгорным и наложенным впадинам, внутриплатформенным прогибам и формируется в обстановке приморских наземных равнин (аллювиально-озерные отложения).

Минусинский (сетте-дабанский) — отличается от остальных присутствием в разрезе эффузивов. Рудовмещающая формация представлена пестроцветными вулканогенно-осадочными и эффузивно-осадочными толщами, выполняющими межгорные впадины, грабены, а также миогеосинклинали. Многоярусное оруденение локализовано в речных и дельтовых конгломератах, косослоистых песчаниках, озерно-лагунных

волнисто-слоистых алевролитах, песчаниках, дельтовых и прибрежно-морских песчано-конгломератовых толщах.

Медистые песчаники и сланцы накапливались на всем протяжении геологической истории — от протерозоя до кайнозоя, но наиболее крупные скопления были сформированы в протерозое и верхнем палеозое. Всего в них заключено более 22% мировых запасов меди.

Выделяется (Наркелюн Л. Ф. и др., 1990) несколько типов меденосных поясов: планетарные (полузамкнутые и линейно вытянутые на древних платформах), региональные (полудуговые и вытянутые на молодых платформах и во внутренних впадинах складчатых областей), миогеосинклинальные и локальные. Все они обрамляют области сноса — древние щиты, молодые выступы, срединные массивы, складчатые сооружения — и располагаются на различных расстояниях от областей питания.

Среди меденосных формаций выделяются моласовые и молассоидные, флишевые, аспидные, терригенно-карбонатные и другие виды.

Наиболее вероятными источниками металлов при образовании стратиформных медных месторождений являлись различные геологические формации, развитые в областях сноса: вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации основного состава, а также контрастные и непрерывные (базальт-риолитовые, базальт-андезит-дацит-риолитовые и др.), вмещающие разнообразные, в первую очередь, колчеданные месторождения. Возможным источником металлов могли быть также массивы основного и ультраосновного состава с медной, медно-никелевой и другой минерализацией и месторождениями.

Благоприятные условия для образования осадочных концентраций меди возникают на обширных аллювиально-дельтовых равнинах, где в условиях мелководья, развития лагунно-дельтовых фаций образуются седиментационные ловушки, аккумулирующие медь и другие металлы. Одним из необходимых условий накопления медных осадков является климатическая зональность, выражающаяся в постепенной смене гумидного климата области денудации аридным или близким ему в акватории седиментации.

Таким образом, разнообразие месторождений, выделяемых в геолого-промышленный тип медистых песчаников и сланцев, их основные особенности определяются, в первую очередь, принадлежностью к конкретной рудоносной геологической формации. Геотектоническая позиция формации, характер питающих провинций, фациальная обстановка накопления пород и руд определяют состав рудных тел, их морфологию, размеры, положение в разрезе, проявления ритмичности, зональности, этажности залежей. Существенную роль играют и последующие процессы преобразования. Как подчеркивают Л. Ф. Наркелюн, А. И. Трубачев, В. С. Салихов (1990), минеральные парагенезисы рудных тел в медистых песчаниках и сланцах формируются на всех стадиях — седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метаморфизма.

Закономерности размещения месторождений определяются геотектоническими, палеогеографическими и стратиграфическими факторами. Локализация рудных тел в пределах рудоносных формаций контролируется литолого-фациальными особенностями рудоносных пачек. Эти особенности определяют и морфологию рудных тел, их протяженность, первичную латеральную и вертикальную зональность. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд зависят, в первую очередь, от характера и степени постседиментационных преобразований. Состав и концентрации попутных компонентов определяются, вероятнее всего, характером источников рудного вещества. Не исключается, что источником редких и второстепенных компонентов могли служить седиментационно-диагенетические, а в некоторых случаях и постмагматические растворы.

Наиболее крупные стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев находятся в Казахстане (Джезказган), Польше (Легницо-Глогувское рудное поле), Замбии (Нчанга, Муфугир, Нкана и др.), Заире (Камото, Мусоши), Афганистане (Айнак). Из российских месторождений наибольший интерес представляет Удокан.

Удоканское месторождение находится на территории Северо-Восточного Забайкалья в пределах Олекмо-Витимской меденосной металлогенической про-

винции. По Ю. Богданову, А. Володину, Л. Наркелюну, А. Трубачеву, оно приурочено к крупному раннепротерозойскому Кодаро-Удоканскому прогибу в архейском кристаллическом фундаменте. Прогиб заполнен карбонатно-терригенными отложениями удоканского комплекса общей мощностью 9 — 12 тыс. м, в котором выделены (снизу вверх) три формации: углеродсодержащая песчано-сланцевая флишоидная, молассоидная пестроцветная карбонатно-алевритопесчаная и молассоидная алевритопесчаная. Медоносные отложения приурочены к верхней части комплекса, характеризуются регрессивным режимом накопления осадков алевролит-аргиллит-песчаникового состава с признаками мелководных условий седиментации в обстановке засушливого климата. Структурная позиция месторождения определяется мульдообразной складкой, вытянутой в северо-западном направлении на 12 км при ширине до 4,5 км, осложненной мелкой складчатостью, взбросо-сдвигами и дайками габбро-диабазов. Месторождение занимает площадь около 30 км^2. Центральная часть синклинали сложена свитой алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью до 1000 м. Залегающая ниже рудовмещающая толща имеет мощность от 650 до 800 м, на 95% она сложена серыми и розовато-серыми ритмично переслаивающимися песчаниками, в меньшей степени — алевролитами и аргиллитами (рис. 43).

Меденосный горизонт, приуроченный к средней части толщи, имеет мощность от 50 — 100 м до 250 — 270 м; в нем установлено четыре рудоносных уровня. Рудные тела устанавливаются по результатам опробования, они характеризуются согласным залеганием, пластообразно-изометричной, линзовидной, лентовидной формами. Все рудные тела в плане образуют серию рудных полос или лент, протягивающихся вкрест простирания мульды, что свидетельствует о постепенном продвижении в этом направлении палеодельты. Богатые залежи тяготеют к поверхностям размыва в локальных депрессиях и русловых впадинах. Протяженность рудных тел достигает 2 — 3 км.

Главные первичные минералы руд — халькозин, борнит, магнетит, второстепенные — халькопирит, пирит, ильменит. Редкие минералы многочисленны: са-

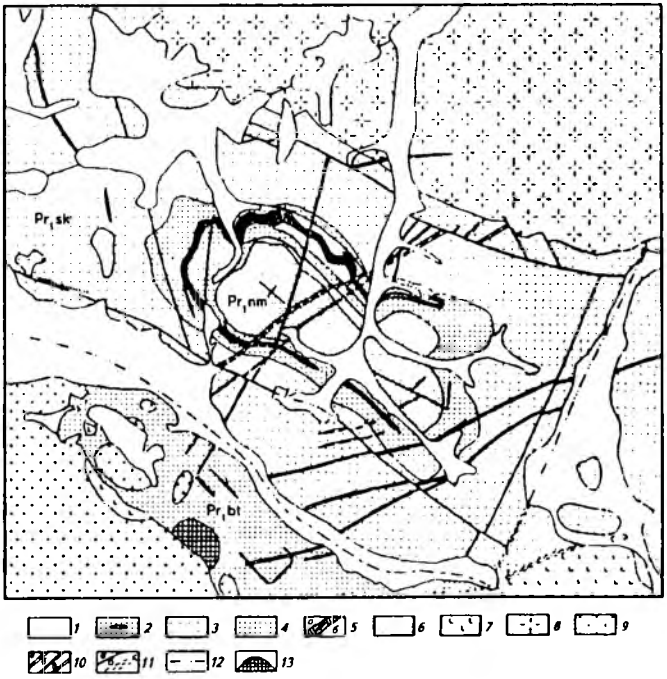


Рис. 43. Схематическая геологическая карта района Удоканского месторождения (по П. Петровскому, 1987)
1 — четвертичные отложения; 2 — бутунская свита; 3 — сакуканская свита; 4 — рудовмещающая толща; 5 — рудоносный горизонт (а) и рудные тела (б); 6 — намингинская свита (PP_1); 7–9 — комплексы: 7 — чинейский (PP_1), 8 — копарский (PP_2), 9 — ингамакитский (PP_2); 10 — байковые тела комплексов: а — чинейского, б — дорогского, в — кодарского; 11 — тектонические разломы 1-го (а) и 2-го (б) порядков; 12 — предполагаемое продолжение разломов под четвертичными отложениями; 13 — магнитная аномалия

мородное серебро, аргентит, штромейерит, золото, валлериит, идаит, блеклые руды, молибденит, сфалерит, галенит, виттихенит, пентландит, кобальтин, арсенопирит, киноварь и др. Выделяются пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и борнит-халькопиритовые руды. Регрессивный тип рудоносной толщи обусловливает смену в пределах рудоносных уровней (снизу вверх) пирит-халькопиритовых руд

борнит-халькозиновыми. Горизонтальная зональность определяется приуроченностью к прибрежным фациям (в северной части месторождения) борнит-халькозиновых руд, а к более глубоководным (на юге) — пирит-халькопиритовых.

В локализации элементов-примесей выявлены четкие закономерности. Серебро, золото и висмут концентрируются в борнит-халькозиновых рудах, причем серебро и золото — в халькопирите, а висмут — в борните. Свинец и индий тесно связаны с борнитом и халькопиритом. Халькопиритовые руды обогащены кобальтом, никелем, молибденом, цинком, селеном; из них кобальт и никель связаны, главным образом, с пиритом. Средние содержания меди в рудных телах, оконтуренных по бортовому содержанию 0,6%, колеблются от 1,34 до 1,67%. Содержание серебра в балансовых рудах составляет в среднем 12,9 г/т. Запасы меди на месторождении более 20 млн т, что составляет 20,9% общероссийских запасов. Попутные компоненты, помимо серебра, — золото с содержанием 0,5 г/т (в концентрате) и железо, связанное с магнетитом.

На месторождении развита зона окисления глубиной 10—20 м, однако окисленные руды вскрываются в отдельных случаях на глубинах 200—500 м. Золото сформировано в два этапа: древний — от палеозоя до четвертичного оледенения, поздний, характеризующийся формированием современной зоны окисления в условиях криолитозоны. Основные минералы окисленных руд — малахит, брошантит, ковеллин, халькозин, гидроокислы железа, присутствуют также борнит, халькопирит, хризоколла, самородная медь и другие.

Локализованное в раннепротерозойской толще осадочно-метаморфизованных пород месторождение подверглось воздействию катагенеза, регионального и контактового метаморфизма, тектоническим дислокациям.

Медный пояс Центральной Африки протягивается почти на 700 км, пересекая в северо-западном направлении Замбию и южную часть Заира, ширина пояса 20—80 км. В его пределах насчитывается до 100 рудных объектов. Общие запасы меди превышают 110 млн т. В структурном отношении он приурочен к Луфилийской дуге — зоне складчатости верхнепротерозойских

отложений. Геотектоническая позиция пояса определяется приуроченностью его к грабенообразному внутриплатформенному прогибу. Основание прогиба сложено верхнеархейскими слюдистыми сланцами, кварцитами, гнейсами, прорванными гранитами и перекрытыми среднепротерозойскими кварцитами. Прогиб выполнен верхнепротерозойскими осадочными породами группы Катанга, несогласно залегающими на комплексе пород основания. В нижней части этой группы выделяется система Роан, называемая рудной серией, поскольку именно к ней приурочена основная масса руд. Выше несогласно залегают углистые, доломитовые сланцы, ленточные глины серии Мвания и тиллиты серии Большой Конгломерат. Верхняя часть группы Катанга сложена породами системы Кунделунгу — конгломератами, массивными известняками и доломитами внизу и конгломератами, аркозами и песчаниками в верхней части. В формационном отношении рудоносные комплексы представлены лагунно-дельтовыми молассами, переходящими в мелководно-морские тонкоритмичные осадки. Отличительная особенность месторождений Центрально-Африканского медного пояса — концентрация руд в одном рудоносном горизонте мощностью от 5 до 50 м. Внутри этого горизонта на различных месторождениях насчитывается от одного до четырех рудных тел.

Рудоносная система Роан делится на два отдела. Нижний, мощностью 200 — 500 м, сложен полевошпатовыми кварцитами, песчаниками и гравелитами с подчиненными прослоями аргиллитов и сланцев. В основании его залегают базальные конгломераты. К нижнему отделу приурочены месторождения Замбии. Верхний отдел, мощностью 500 — 600 м, представлен доломитами, доломитовыми сланцами с прослоями доломитистых кварцитов и оолитовых кремнистых известняков. Среди этих пород локализованы месторождения Заира. Нижний рудоносный горизонт (кремнистые доломиты и углистые сланцы), мощностью 6 — 10 м, залегает на красноцветных песчано-сланцевых породах и серых песчаниках. Верхний рудоносный горизонт мощностью 5 — 15 м сложен песчаниками. Нередко оба горизонта сближаются в разрезе и сливаются в один.

На территории Заира расположены многочисленные месторождения — Руве, Коканда, Камбове, Кипуши, Мусонои. Рудные тела имеют пластовую и линзовидную форму; протяженность их — от 1,5 до 12 км, мощность — от первых метров до 10—15 м. Содержание меди в рудных телах колеблется от 1 до 10%. Медная минерализация в большинстве случаев сопровождается кобальтовой в виде карролита и линнеита. На некоторых месторождениях (Шинколобве) отмечается урановая минерализация.

Месторождения Замбии приурочены к брахисинклинальным и мульдообразным складчатым структурам. В восточной части пояса рудные тела располагаются в основном в песчанистых прослоях. В западной части пояса, где сосредоточено более двух третей запасов, рудные концентрации локализованы в аргиллитовых породах с примесью доломита, которые подстилаются подрудными конгломератами, кварцитами и аргиллитами и перекрываются аргиллитами и кварцитами. Богатые рудные залежи встречаются выше и ниже основного горизонта.

Месторождение Нчанга расположено в северо-западной части медного пояса. Рудоносная формация, залегающая на породах фундамента, образует синклинальную складку. Рудные тела, представленные согласными пластовыми залежами, располагаются в нижней части разреза, прослеживаются почти на 4 км; общая мощность их достигает 90 м. Главные рудные минералы первичных руд — халькопирит, борнит, халькозин, второстепенные — пирит и линнеит. Руды имеют прожилково-вкрапленное строение. Зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, сложенные малахитом, купритом, борнитом и содержащие азурит, самородную медь, хризоколлу, торнбернит, урановую слюдку, прослеживаются на глубину нескольких сотен метров.

Зональность по мощности рудных тел выражена в смене (сверху вниз) пирита халькопиритом, затем борнитом. В горизонтальном направлении установлена смена борнита и халькопирита центральных частей рудных тел — халькопиритом (с линнеитом) в промежуточных частях и пиритом периферических частей. Месторождение вместе со всеми рудоносными ком-

плексами претерпело метаморфогенные и гидротермальные преобразования.

Мульда Чамбиши-Нкана находится в центральной части медного пояса. Ось ее вытянута в северо-западном направлении на 70 км, ширина — 15 км. В северо-западном крыле расположено месторождение Чамбиши, в юго-восточном — Нкана.

Месторождение Чамбиши. Рудные сланцы и доломиты продуктивного горизонта залегают либо на гранитах, образующих выступы пород фундамента, либо на подрудных конгломератах. Рудное тело разделено безрудным участком, пространственно совпадающим с гранитным выступом, на две части — западную и восточную. Западное тело прослежено по простиранию на 1800 м при средней мощности 20 м. Восточное тело мощностью около 30 м протягивается по простиранию на 1500 м и прослежено по падению на 900 м. В нижней части рудного тела наблюдаются полосчатые текстуры, в верхней — преобладают вкрапленные. Небольшие скопления руд известны выше основного рудоносного горизонта (в аргиллитах и кварцитах) и ниже его, в крупногалечных конгломератах. Участок месторождения характеризуется моноклинальным залеганием пород, осложненным складками волочения (рис. 44).

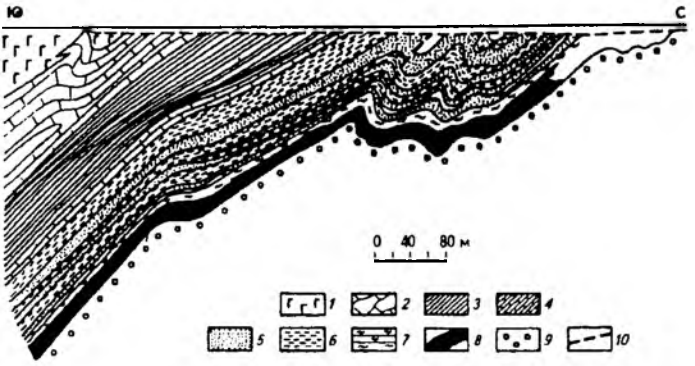


Рис. 44. Геологический разрез месторождения Чамбиши-Майн

1 — габбро; 2 — доломиты; 3 — песчано-тальковые сланцы; 4 — кремнистые доломиты; 5 — кварциты; 6 — аргиллиты; 7 — непродуктивные сланцы; 8 — рудное тело; 9 — конгломераты; 10 — разрывные нарушения

Месторождение Нкана в стратиграфическом и литологическом отношении не отличается от месторождения Чамбиши. Характер рудной минерализации в пределах рудного горизонта определяется литологическими особенностями пород. В связи с этим в разрезе выделяется несколько текстурных разновидностей руд: сланцеватые (слоистые) руды, слабо оруденелые аргиллиты, полосчатые, кремнистые руды и др. Наиболее высокая концентрация меди наблюдается в кремнистых рудах, а наиболее убогими являются слабо оруденелые аргиллиты. На некоторых участках развиты многочисленные кварц-карбонатные жилы и линзы с халькопиритом и карролитом мощностью до 10 — 15 м. Зональность рудных тел выражена сменой минеральных ассоциаций с глубиной: борнитовая — борнит-халькопиритовая с карролитом — халькопиритовая. Кобальт концентрируется в халькопиритовой или в борнит-халькопиритовой зонах.

Особый интерес среди стратиформных месторождений представляет комплексное ураново-редкоземельно-золото-медное **месторождение Олимпик-Дам,** уникальное по масштабу запасов. Оно находится в Южной Австралии на северо-восточной окраине древнего массива Голер. Месторождение приурочено к неметаморфизованной вулканогенно-осадочной толще, заполняющей рифтогенный грабен среди архейских щелочных гранитов. Размер грабена 7х4 км, мощность заполняющих его пород более одного километра. В разрезе пород, заполняющих грабен, участвуют среднепротерозойские рудоносные полимиктовые и гранитные брекчии, кислые вулканиты и конгломераты. Брекчии серицитизированы, гематитизированы и хлоритизированы. Эти породы перекрыты безрудными сланцами, песчаниками и кварцитами верхнего протерозоя и кембрийскими известняками.

Оруденение сосредоточено на глубинах 300 — 600 м и прослеживается до глубины 1000 м. Рудное тело имеет пологое залегание, субсогласное с перекрывающей толщей осадков платформенного чехла. По форме рудное тело напоминает «перевернутое блюдце», лежащее на кровле фундамента, при этом дезинтегрированные граниты фундамента также минерализованы. Залежь месторождения имеет протяженность 1200 м,

ширину 600 м, суммарную мощность рудных интервалов 100 – 210 м. Наблюдается перемежаемость высоко- и низкосортных руд. Руды представляют собой гематитовую брекчию, состоящую из обломков гранита, зерен измененных полевых шпатов и кварца, сцементированных гематитом. Вкрапленность приурочена в основном к гематитовому цементу. В отдельных интервалах мощностью до 30 м содержания меди достигают 4,4%, урана — 0,122%.

Выявлены два типа рудных залежей: стратиформные борнит-халькопирит-пиритовые и халькозин-борнитовые в виде линз и жил. В обеих типах рудных залежей отмечены минералы урана (уранинит, коффинит, реже брашерит), самородное золото и редкоземельные минералы (бастнезит и флоренсит), содержащиеся в цементе брекчии в ассоциации с серицитом, гематитом и флюоритом. Разведанные запасы руды — 450 млн т со средним содержанием: меди — 2,5%, урана — 0,08%, золота — 2 г/т, оксидов редких земель — около 0,5%.

Металлогения

Промышленные концентрации меди формировались практически во все геологические эпохи вплоть до настоящего времени в разнообразных геологических обстановках. Одной из наиболее примечательных особенностей месторождений меди является то, что в пределах практически каждой группы (геолого-промышленного типа) они характеризуются широкими вариациями состава, образуя своеобразные эволюционные ряды. В ранние стадии геосинклинального развития, в связи с базальтоидными формациями рифтогенных и островодужных структур, возникали колчеданные месторождения. При этом состав руд месторождений, условия их локализации находятся в зависимости от петрохимических особенностей рудоносных формаций, характера и степени их дифференцированности, обусловленных, в первую очередь, геологической обстановкой образования. С комплексами плагиогранитов, нередко завершающими раннегеосинклинальные этапы базальтоидного магматизма, связаны скарновые месторождения меди.

Колчеданные месторождения формировались в архее и протерозое и размещаются в вулканогенно-осадочных комплексах зеленокаменных поясов древних щитов и платформ (Балтийский и Канадский щиты, протерозойские складчатые системы Северо-Американской и Австралийской платформ). В каледонскую и особенно герцинскую эпохи колчеданные месторождения играли ведущую роль среди других типов медных месторождений (складчатые области Урала, Северного Кавказа, Аппалачей, Пиренеи и других регионов). В киммерийскую и альпийскую эпохи они занимают более скромное положение. Как уже отмечалось, колчеданное рудообразование в областях активного вулканизма продолжается и в настоящее время.

В более поздние этапы возникают меднопорфировые месторождения, связанные с умеренно кислыми интрузивами вулкано-плутонических ассоциаций, свойственных складчатым системам, формировавшимся в различной палеотектонической обстановке. Геотектоническая позиция (по А. Кривцову, И. Мигачеву, В. Попову) меднопорфировых месторождений определяется приуроченностью их к позднегеосинклинальным базальтоидным вулкано-плутоническим поясам или к орогенным и орогенно-активизационным вулкано-плутоническим поясам андезитоидного типа. Состав руд этих месторождений также определяется характером рудоносных комплексов.

Наиболее древние меднопорфировые месторождения образовались в девоне, карбоне и перми (Австралия, Казахстан), однако основная их масса возникла в позднем мелу — раннем палеогене и позднем неогене (США, Мексика, Центральная и Южная Африка, Западно-Тихоокеанский пояс).

С этапами формирования краевых, предгорных и межгорных прогибов, внутриплатформенных мульд и прогибов краевых частей платформ связано образование стратиформных месторождений меди в моласовых, флишоидных, терригенно-карбонатных, эффузивно-терригенных формациях. Состав руд этих месторождений зависит, в первую очередь, от состава разрушающихся комплексов в питающих провинциях. Главные пики накопления медистых песчаников приходятся на протерозойскую и герцинскую эпохи.

В периоды активизации платформ формировались сульфидные медно-никелевые месторождения, связанные с расслоенными базальтоидными комплексами. Как и все рудные типы медных месторождений, связанные с магматическими формациями, медно-никелевые обнаруживают отчетливую зависимость состава руд от петрохимических особенностей рудоносных формаций. Основная масса медно-никелевых руд была образована в архее, протерозое (крупные стратифицированные комплексы, зеленокаменные пояса Северо-Американской, Западно-Австралийской, Южно-Африканской и Карело-Кольской провинций) и в киммерийскую эпоху (трапповые образования Сибирской платформы).

Свинец и цинк

Свинец и цинк в большинстве случаев образуют промышленные скопления в комплексных месторождениях, поэтому они традиционно рассматриваются совместно. Свинец известен с древнейших времен. В Месопотамии и Египте он использовался за 6—7 тыс. лет до н. э. Серебро-свинцовые месторождения в Средиземноморье, Аравии, Иране, Индии, Китае разрабатывались за 10—20 веков до н. э. При раскопках Помпеи найдены свинцовые водопроводные трубы. В Китае более чем за 2000 лет до н. э. свинец использовался для чеканки монет и изготовления монетного сплава. Свинец в древности употреблялся для украшений, производства бронз, пайки и т. д. Позднее интенсивно разрабатывались месторождения в Испании, Греции, Пиренеях, Гарце и Силезии.

Металлический цинк был открыт в 1520 г., однако наиболее ранние изделия из него относятся к VI—V вв. до н. э., а греки и римляне, не зная цинка, использовали его для производства латуни. Добыча цинка в Европе началась с 1740 г., а до этого он поступал из Индии и Китая.

В настоящее время большая часть производимого свинца используется для изготовления аккумуляторных батарей (63%); другие сферы использования свинца (в %): производство красителей и химикатов — 13, проката и штампованных изделий — 7, оболочек кабе-

ля — 5, сплавов — 3, боеприпасов — 3, прочих изделий — 6. Использование цинка по отраслям промышленности распределяется следующим образом (в %): производство оцинкованной стали — 47, латуни, бронзы и других сплавов — 19, литья под давлением — 14, оксида цинка — 8, проката — 7, прочей продукции — 5.

Свинец и цинк извлекают в основном из комплексных руд, содержащих медь, золото, серебро и другие металлы. Общие запасы свинца в 2002 г. в 70 зарубежных странах оценивались в 201 млн т, разведанные запасы составили около 114 млн т. Общие запасы цинка превышают 455, а разведанные — 250 млн т. Россия занимает четвертое место в мире по запасам свинца и пятое по запасам цинка. Наиболее крупными запасами свинца и цинка обладают также США, Австралия, Казахстан, Канада, Китай. Обеспеченность уровня добычи подтвержденными запасами свинца и цинка оценивается в 38 — 39 лет. Суммарные запасы свинца и цинка в уникальных месторождениях превышают 5 млн т, в крупных — колеблются от 5 млн т до 600 тыс. т, в средних — от 600 до 200 тыс. т, в мелких — менее 200 тыс. т. По масштабам использования в промышленности свинец и цинк каждый в отдельности уступают меди, а в сумме превосходят ее. Ежегодное производство в концентратах составляет (в млн т): свинца — 2,8 — 3,0; цинка — 6,2 — 7,3; рафинированного свинца — 4,9 — 5,4 (при этом, 40 — 45% его получают из вторичного сырья); металлического цинка — 6,3 — 6,9. Цена рафинированного свинца в 1994 г. составила 550 долл/т, а цинка — 1000 долл/т.

В России месторождения свинца и цинка сосредоточены на Урале, Северном Кавказе, Рудном Алтае, Енисейском кряже, Забайкалье, Приморье.

Геохимия и минералогия

Кларк свинца $1{,}6 \cdot 10^{-8}$%; он увеличивается от ультраосновных ($1 \cdot 10^{-6}$) и основных ($8 \cdot 10^{-4}$) к кислым магматическим породам ($2 \cdot 10^{-3}$). Кларк цинка несколько выше — $8{,}3 \cdot 10^{-2}$%, при этом наиболее высокое содержание его наблюдается в основных породах ($1{,}3 \cdot 10^{-2}$%) по сравнению со средними ($7{,}2 \cdot 10^{-3}$) и кислыми ($6 \cdot 10^{-3}$) породами. По химическим характерис-

тикам свинец и цинк существенно различаются между собой, однако отчетливо выраженные халькофильные свойства обусловливают совместное накопление их в месторождениях, генезис которых связан с эндогенными процессами. Эти элементы накапливаются в остаточных дифференциатах магматических очагов и выносятся гидротермальными растворами в виде комплексных соединений. Они осаждаются в форме сульфидов при температурах ниже 300 °С в обстановке нейтрализации растворов и присутствия серы. Подавляющая часть промышленных свинцово-цинковых месторождений принадлежит к эндогенно-экзогенному типу, формирование которого обусловлено осадочными, осадочно-метасоматическими процессами, происходящими в областях разгрузки эндогенных гидротермальных растворов на морском дне, в придонных осадках, в трещинных зонах рудоподводящих структур. Различные условия кристаллизации сульфидов цинка (более высокотемпературные) и свинца являются одной из причин рудной зональности залежей, в которых сфалерит концентрируется в нижних частях, а галенит ближе к поверхности.

В экзогенных условиях пути свинца и цинка расходятся. В зоне выветривания свинец слабо мигрирует и накапливается в форме малорастворимых англезита, церуссита, тогда как цинк, переходящий в хорошо растворимый сульфат, выносится на значительные расстояния и может накапливаться в карбонатной среде в виде смитсонита.

Главные минералы свинца — галенит PbS (86,6%) — обычно содержит примеси Ag, Bi, Sb; джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (50,8), буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ (55,4), бурнонит $CuPbSbS_3$ (42,6); в зоне окисления — церуссит $PbCO_3$ (77,6) и англезит $PbSO_4$ (68,3). Основные минералы цинка — сфалерит ZnS (67% — Zn), содержащий примеси Cd, In, Ga, Ge; вюртцит ZnS (63); в зоне окисления — смитсонит $ZnCO_3$ (52) и каламин $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$ (53,7). Главные промышленные минералы свинцово-цинковых руд — галенит и сфалерит.

Руды свинцово-цинковых месторождений всех типов являются комплексными и характеризуются сложным минеральным составом. Помимо двух главных ме-

таллов в рудах в том или ином количестве могут присутствовать медь, сурьма, висмут, олово. Почти во всех случаях цинк в большей или меньшей степени преобладает над свинцом. Попутные компоненты руд — кадмий, серебро, золото, селен, теллур, германий, таллий, галлий, индий. В свинцово-цинковых рудах сосредоточено более 80% мировых запасов кадмия, 40 — 50% — таллия, 25 — 30% — германия, 20 — 25% — селена, теллура, индия, 15 — 20% — галлия и висмута. Эти руды дают 50% мировой продукции серебра. Свинцово-цинковые руды относятся к богатым при содержании свинца свыше 4% или суммы свинца и цинка свыше 7%; руды среднего качества содержат свинца 2 — 4% или 4 — 7% суммы свинца и цинка; бедные руды характеризуются содержанием свинца 1,2 — 2% или суммы свинца и цинка не ниже 4%. Технологические свойства свинцово-цинковых руд определяются, в первую очередь, их структурными особенностями, поскольку крупнозернистые легко обогащаются и разделяются, а для селективной флотации тонкозернистых руд требуется их очень тонкое измельчение.

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений свинца и цинка выделяются: скарновые, плутоногенные гидротермальные, месторождения экзогенно-эндогенной серии. Последние могут быть подразделены на три типа: колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях; колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях; стратиформные месторождения в карбонатных формациях.

Скарновые месторождения

Свинцово-цинковые скарновые месторождения приурочены к складчатым поясам, формировавшимся в поздние стадии развития подвижных зон. Характерной особенностью месторождений этой группы является связь их с вулкано-плутоническими ассоциациями и формирование в периоды завершения вулканической деятельности, локализация в пределах вулкано-тектонических структур. Рудные тела ассоци-

ируют с известковыми скарнами, развивающимися в известняках и вдоль контактов их с терригенными и вулканогенными породами. Они располагаются на удалении от контактов с интрузивами, характеризуются сложной морфологией, обусловленной особенностями рудоносных контактов, сочетанием дорудных тектонических структур.

Состав скарнов определяется преобладанием геденбергита, в меньших количествах присутствуют гранаты, волластонит, аксинит. Руды обычно богатые сплошные и вкрапленные. Соотношение свинца и цинка близко 1:1. Содержание свинца колеблется в пределах 6—12%, цинка — 6—14%. Содержание меди незначительно, серебра — 30—300 г/т. Типичные элементы-примеси — железо, кадмий, марганец, олово, медь, индий, висмут, серебро, сурьма. В процессе минералообразования обычно выделяется несколько стадий: предрудная скарновая, одна или несколько продуктивных и поздние безрудные. Месторождениям свойственна горизонтальная и вертикальная зональность: в верхних частях и по периферии развиты галенитовые руды, с глубиной увеличивается роль сфалерита, а затем преобладает арсенопиритовая и пирротиновая минерализация. Вертикальный размах сульфидного оруденения достигает 1000 м.

К группе скарновых относятся также месторождения так называемого приаргунского типа в юго-восточном Забайкалье. Месторождения располагаются в пределах мезозойского вулкано-плутонического пояса, сформировавшегося на фундаменте Аргунского эпигерцинского массива. Особенность этих месторождений заключается в том, что они размещаются преимущественно в фундаменте, сложенном породами углисто-кремнисто-карбонатной формации, и в меньшей степени в вулканитах позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации. Учитывая имеющиеся данные о том, что рудные тела локализованы не только в скарнированных контактах известняков фундамента и гранитов вулкано-плутонической ассоциации, но и среди чистых известняков, а также свидетельства об имевшейся в карбонатных породах фундамента минерализации стратиформного типа, Е. Филатов высказал предположение о регенерированном характере

этих месторождений. По его мнению, фактором рудоносности для месторождений приаргунского типа является взаимодействие двух формаций — углисто-кремнисто-карбонатной и трахириолит-трахиандезитовой. В ряде случаев эти и подобные им месторождения выделяются в самостоятельную группу метасоматических залежей свинцово-цинковых руд в карбонатных породах.

Свинцово-цинковые скарновые месторождения в мировом балансе запасов имеют подчиненное значение, обеспечивая 6% запасов и 9—14% добычи. Для России роль этих месторождений более существенна.

Скарновые месторождения, обычно средние и мелкие по масштабу запасов, распространены достаточно широко. Они известны в Приморье (Николаевское, Верхнее и др.), Забайкалье (Кадаинское, Смирновское, Алгачинское и др.), Казахстане (Кызыл-Эспе, Аскоран), Средней Азии (Алтын-Топкан, Кансай), Швеции (Сала, Аммаберг), Югославии (Стари Трг), США (Франклин-Фернас, Лоуренс), Перу (Серро-де-Паско), Мексике (Эль-Потоси), Аргентине (Агилар), Китае (Тембушань).

Николаевское месторождение находится в Приморье, в Дальнегорском рудном районе. В геологическом строении района участвуют складчатые мезозойские комплексы вулканических пород, перекрытые сеноман-туронскими конгломератами, алевролитами, туфами. Выше залегают игнимбриты, лавы и спекшиеся туфы приморского вулкано-плутонического комплекса турон-кампанского возраста. Далее следуют андезиты и дациты дальнегорского маастрихт-датского комплекса, к которому относятся и крупные интрузивы гранитоидов повышенной основности. Завершается разрез спекшимися туфами и игнимбритами ультракислого состава богопольского вулкано-плутонического комплекса датского возраста. Помимо этого в районе широко развиты самостоятельные дайковые комплексы.

Николаевское месторождение расположено в борту вулкано-тектонической депрессии. Как и другие месторождения в Дальнегорском районе оно приурочено к телу триасовых известняков, заключенному в ранне-

меловую олистострому. Рудное тело расположено на контакте известняков с позднемеловыми вулканитами и имеет форму пологой пластообразной залежи, осложненной трубообразными ответвлениями (рис. 45).

Руда сложена скарновыми силикатами, сульфидами и кварцем, в перекрывающих вулканитах распространены кварцево-сульфидные жилы. По данным В. Раткина, в формировании дальнегорских скарновых месторождений выделяется два этапа — скарново-полиметаллический и серебро-сульфосольный. Первый этап состоит из ряда последовательных, не прерывавшихся стадий: предрудной скарновой (500—400 °С), допродуктивной арсенопиритовой, продуктивной галенит-сфалеритовой (430—275 °С), в течение которой был образован весь объем полиметаллических руд, постпродуктивной феррофильной (пирит-

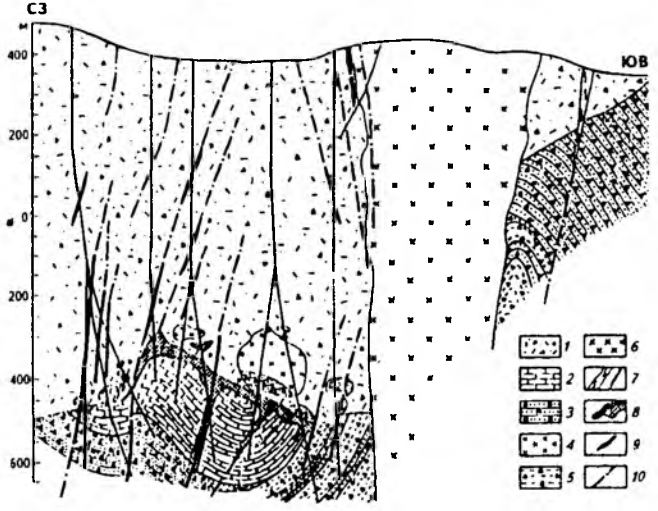


Рис. 45. Геологический разрез Николаевского месторождения (по Л. Седых и А. Натарову)
1 — туфы и туфобрекчии липаритов; 2 — известняки; 3 — полимиктовые брекчии; 4 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 5 — брекчии, прослои алевролитов; 6 — диориты, габбро-диориты; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — скарново-полиметаллические рудные тела; 9 — кварц-сульфидные жильные тела в эффузивах; 10 — тектонические нарушения

пирротин-марказит-халькопиритовая ассоциация). В серебро-сульфосольный этап, проявившийся после структурной перестройки, сформировалась низкотемпературная (180 °С) ассоциация (галенит, халькопирит, блеклые руды, антимонит, сульфосоли серебра, самородная сурьма, мышьяк и др.), развитая в рудном теле и за его пределами.

Скарны характеризуются ильваитгранат-геденбергитовым составом с аксинитом, флюоритом, кварцем. Ниже скарновой зоны породы грейзенизированы.

Руды помимо галенита и сфалерита содержат халькопирит, арсенопирит, татраэдрит, бурнонит, самородный висмут, сульфосоли висмута. Нижние части рудных тел обогащены цинком и висмутом, верхние — свинцом, серебром и сурьмой.

Николаевское относится к числу средних разрабатываемых месторождений. Содержание цинка — 1,36—10,5%, свинца — 1,5—8,7%, серебра — 62 г/т.

Возраст Николаевского месторождения оценивается в 68—66 млн лет. Геологические и радиометрические данные свидетельствуют, что скарновые месторождения Дальнегорского района не проявляют связи с конкретными интрузивными телами, они были образованы в период завершения вулканической деятельности, сформировавшей дальнегорский вулкано-плутонический комплекс. Глубина формирования месторождений не превышает 1 км, и они, таким образом, должны относиться к ряду типичных вулканогенных образований. Предполагается, что рудогенерирующими служили промежуточные вулканические очаги, образовавшие локальные вулкано-тектонические сооружения.

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Месторождения этой группы представлены жильными рудными телами. В некоторых случаях это одиночные жилы, в других — системы трещин, образующие значительные по площади жильные поля. Месторождения обычно размещаются в складчатых областях, на срединных массивах и в других структурах. Вмещающие породы весьма разнообразны — гранитоиды, известняки, песчано-сланцевые отложения и др. Морфология рудных тел определяется трещин-

ной структурой. В составе руд преобладают галенит и сфалерит, в меньших количествах содержатся халькопирит, пирит, пирротин, иногда блеклые руды, минералы серебра, нерудные — кварц, карбонаты, барит. Нередко на месторождениях фиксируется вертикальная зональность, обусловленная преобладанием галенита на верхних горизонтах, сфалерита, а также пирита и пирротина на нижних.

В некоторых случаях установлена связь жильных месторождений с процессами вулканизма (Садон, Згид), в других — они относятся к плутоногенным образованиям (месторождения Гарца, Рудных гор и др.).

Масштаб месторождений мелкий, средний, редко крупный. Промышленное значение этой группы скромное: в них заключено 3% запасов свинца и 9% — цинка; они обеспечивают 4% добычи.

Жильные месторождения многочисленны. Они распространены на Северном Кавказе (Садонское, Згидское, Холстинское), в Средней Азии (Замбарак, Тары-Экан), в Гарце, Рудных горах, Чешском массиве, в США (Кер-д'Ален), Канаде (Кен-Хилл) и других странах.

Месторождение Згид находится на территории Северной Осетии. В числе других жильных месторождений рудного района оно приурочено к Садоно-Унальской антиклинали. Ядро этой структуры сложено палеозойскими гранитами, крылья — осадочными и вулканогенными породами нижней и средней юры. В основании разреза юрских отложений залегают базальные конгломераты, выше — андезиты, дациты, туфы, туфопесчаники среднего лейаса. С эффузивами вулканогенного комплекса связаны субвулканические образования в виде штоков и даек, рассекающие граниты. Мощность вулканогенной толщи в сводовой части антиклинали около 30 м, на крыльях увеличивается до 700—900 м. Вулканиты перекрыты несогласно залегающим комплексом осадочных пород — песчаников, алевролитов, аргиллитов среднего, верхнего лейаса и доггера — мощностью до 1700 м. Антиклиналь вытянута в общекавказском направлении, осложнена многочисленными сбросами, сбросо-сдвигами, системами трещин. Рудные тела месторождений и рудопроявлений района приурочены к трещинам скола и от-

рыва и представлены кварцевыми, кварцево-карбонатными жилами с сульфидами, образованными путем выполнения свободных полостей. Зональность в размещении оруденения (по К. Давыдову и С. Тибилову) связана с центрами ранне-среднеюрского вулканизма.

Главное рудное тело Згидского месторождения представляет собой жилу, приуроченную к сбросо-сдвигу северо-восточного простирания и крутого падения, меняющегося от северо-западного к юго-восточному падению. Горизонтальная амплитуда смещения вдоль рудоносного разлома оценивается в 100 м, вертикальная — в 70 м. Мощность жилы от 0,1 до 5 м, по простиранию она прослежена на 3,5 км, по падению — на 1200 м (рис. 46).

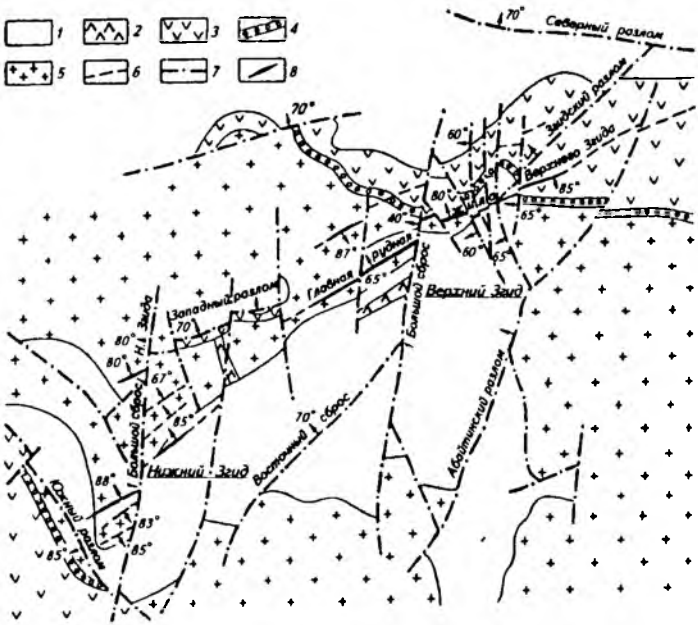


Рис. 46. Схема геологического строения месторождения Згид (по В. Сорокину)

1 — глинистые сланцы; 2 — дайки порфиритов; 3 — покровные порфириты; 4 — базальные конгломераты; 5 — граниты; 6 — рудовмещающие трещины; 7 — дорудные разрывные нарушения; 8 — рудные жилы

Жила в основном локализована в гранитах и лишь частично проникает в слоистые породы юры. Второстепенные рудные тела представлены почти параллельными жилами. Рудовмещающее нарушение (по В. Сорокину) пересечено дорудными разрывами, смещения по которым происходили и в послерудный этап. Главные рудообразующие минералы — галенит, сфалерит, кварц, мангансидерит и кальцит. Вертикальная зональность (по данным И. Златогурской, Ю. Ляхова и др.) выражена в приуроченности высоких концентраций свинца к верхним горизонтам месторождения, тогда как богатые цинком руды распространены на периферии и в нижних частях жилы. На нижних горизонтах месторождения развиты зоны прожилково-вкрапленной минерализации с преобладанием ранних сульфидов — пирита, пирротина, халькопирита. Отношение содержаний свинца и цинка изменяется от 6 на верхних горизонтах до 0,5 на нижних. Среднее содержание свинца составляет 2,97%. В процессе рудообразования выделено три стадии: допродуктивная кварцево-пиритовая, продуктивная кварц-галенит-сфалеритовая, послепродуктивная кварцево-карбонатная. Методом гомогенизации флюидных включений температурный диапазон формирования руд определен в 415—65°С. Гидротермальные изменения гранитов выражены в преимущественном окварцевании и серицитизации на верхних горизонтах, карбонатизации и хлоритизации — на нижних.

Месторождения экзогенно-эндогенной серии

Следуя основным принципам классификации месторождений свинца и цинка, разработанным В. Смирновым, В. Конкиным, А. Кривцовым, Г. Ручкиным, Н. Скрипченко и др., целесообразно выделить три группы, отвечающие промышленным типам: колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях; колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях; стратиформные месторождения в карбонатных формациях.

Промышленная значимость этих типов весьма существенна: в первых двух сосредоточено более 60% подтвержденных запасов, и они обеспечивают более 45% добычи свинца и цинка; третий тип содержит поч-

ти 30% запасов и дает почти треть добычи. Характерная особенность каждой из этих групп месторождений — образование эволюционных рядов, в которых закономерно меняются соотношения основных рудообразующих металлов — меди, цинка, свинца, а также бария и серебра. Установлено, что это связано с изменчивостью состава и строения рудоносных формаций. Так, например, в первой группе уменьшение меди и возрастание роли свинца в рудах коррелируется с увеличением относительного количества кислых пород среди вулканитов, повышенными содержаниями калия в них, увеличением объемов терригенных пород и другими особенностями рудоносных формаций, обусловленными, в первую очередь, геотектонической позицией и геодинамическими обстановками их формирования. Благодаря этому эволюционный ряд колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с вулканогенными формациями, смыкается, с одной стороны, с рядом серно-медноколчеданных и медно-цинковых месторождений (колчеданные месторождения меди), а с другой стороны — с колчеданно-полиметаллическими месторождениями в терригенных формациях. В свою очередь, рудоносные терригенные формации в некоторых случаях отличаются повышенными содержаниями карбонатных пород, что позволяет установить связи между ними и карбонатными формациями, вмещающими свинцово-цинковые стратиформные месторождения.

Таким образом, выясняется, что колчеданные, колчеданно-полиметаллические и стратиформные свинцово-цинковые месторождения образуют *единый эволюционный ряд*. Смена составов руд месторождений в этом ряду от серно- и медноколчеданных до свинцово-цинковых происходит в соответствии со сменой состава рудоносных формаций и эволюцией их петрохимических особенностей. Самой примечательной особенностью эволюционного ряда является то, что в пределах почти каждого конкретного месторождения присутствуют руды разного состава, также образующие свой ряд, совпадающий с одной из частей общего эволюционного ряда. Таким образом, эволюция состава руд обусловлена не только сменой типов месторождений в пределах рудных провинций, но и изме-

нением состава руд в пределах одного тела. Это можно рассматривать как проявление *принципа онтогенеза и филогенеза:* эволюция процесса рудообразования, реализующаяся на каждом конкретном месторождении в виде последовательно формирующихся типов руд, отражает в микромасштабе общую эволюцию процесса колчеданообразования.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях

Месторождения этой группы представлены широко известными рудно-алтайским типом, близким к нему типом куроко, хандизинским типом и другими. Они связаны с контрастно- и последовательно дифференцированными базальтоидными формациями — базальт-риолитовой, базальт-андезито-дацито-риолитовой и другими, развивающимися в пределах островодужных систем, заложенных на коре сиалического типа или на раздробленной переработанной континентальной коре. Среди пород, слагающих рудоносные формации, преобладают кислые вулканиты (лавы, лавобрекчии, туфы, игнимбриты), составляющие до 45—50% от общего объема. Базальты, их туфы значительно уступают кислым разностям, составляя 10—15%. На долю осадочных пород — песчаников, алевролитов, известковистых сланцев, известняков приходится до 35—40%. Месторождения размещаются среди пород рудоносных формаций, при этом их основные особенности находятся в прямой зависимости от состава, строения, эволюции рудоносной формации: региональная позиция месторождений определяется региональными вулкано-тектоническими структурами, состав руд месторождений — петрохимическими особенностями рудоносных комплексов, положение и морфология рудных тел — характером локальных вулканических структур и их элементов. Формирование рудных залежей происходило в двух основных типах обстановок: на куполообразных поднятиях и в депрессионных структурах.

Месторождениям первого типа, приуроченным к экструзивным риолитовым куполам, свойственны: линзовидная форма согласных рудных тел; хорошо развитые подрудные штокверковые зоны, где зачастую сосредоточена значительная часть запасов место-

рождения; совпадение магмо- и рудоподводящих каналов, обусловленное почти одновременным проявлением вулканических извержений и процессов рудообразования; наличие рудокластов в перекрывающих толщах; признаки оползания рудного материала и возникновение залежей перемещенных руд.

Месторождения второго типа приурочены к локальным депрессионным структурам — вершинным депрессиям, кальдерообразным впадинам, осложнявшим вулканические сооружения и межвулканические зоны. Формирование месторождений происходило после завершения активной вулканической деятельности, для них характерны пластообразная форма выдержанных по мощности рудных тел; сравнительно слабое развитие подрудных зон прожилково-вкрапленной минерализации или их полное отсутствие; позиция рудных тел в основании разреза мелкообломочных терригенных пород внутрикальдерного комплекса; тонкое переслаивание в составе рудных тел рудных и безрудных прослоев, преобладание слоистых текстур руд; широкое развитие подрудных гидротермально-осадочных пород.

Пластовые и пластообразные залежи простираются нередко на сотни метров, иногда на 1 — 2 км; мощность их колеблется от нескольких метров до 15 — 20, иногда до 50 м.

Рудные тела сложены в основном медно-свинцово-цинковыми и свинцово-цинковыми рудами, реже присутствуют медноколчеданные, барит-полиметаллические, свинцовые руды.

Зональность рудных залежей проявлена в последовательной смене (снизу вверх) серноколчеданных, медноколчеданных, медно-цинково-колчеданных, полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Латеральная зональность такого типа выражена значительно слабее.

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения представлены объектами различного масштаба, в том числе весьма крупными. Они широко распространены в палеовулканических провинциях на Рудном Алтае (Риддер-Сокольное, Корбалихинское, Малеевское, Николаевское, Тишинское и др.), Салаирском кряже (Салаирское, Урское), в Западном За-

байкалье (Озерное), Юго-Западном Гиссаре (Хандизинское). Представителями этого типа являются месторождения Куроко в Японии и такие известные объекты, как Кидд-Крик, Фаро, Бранеуик в Канаде, Рио-Тинто в Испании, Ред-Дог в США, Фалун в Швеции, Ангуран в Иране и многие другие.

Риддер-Сокольное месторождение находится на Рудном Алтае, на территории Казахстана. Открыто по следам древних «чудских» разработок в 1784 г. и с тех пор практически непрерывно эксплуатируется. Месторождение связано с девонской базальт-риолитовой формацией и размещается в пределах региональной вулкано-тектонической депрессии. Рудовмещающие эмсско-эйфельские вулканогенно-осадочные породы залегают на метаморфических сланцах нижнего палеозоя. Подрудная часть разреза сложена эффузивно-пирокластической толщей риолитового состава мощностью от 600 до 1100 м. Рудные залежи перекрыты толщей лав, туфов андезито-базальтового состава, туфогенных конгломератов и песчаников (мощностью 100 м), выше которых залегает пачка аргиллитов и алевролитов с линзовидными телами риолитов экструзивной фации (мощностью более 400 м).

Все рудные залежи Риддер-Сокольного месторождения приурочены к сводовым частям купольных структур, сложенных в основном гидротермально-осадочными кварцитами, которые в верхних частях сменяются пластами хлоритолитов и серицитолитов (рис. 47).

Куполообразные структуры в момент рудообразования представляли собой холмы, достигавшие в поперечнике 500 – 700 м и высоты 100 – 200 м. Холмы образуют две крестообразно пересекающиеся цепочки: они расположены вдоль синвулканических разломов северо-восточного и север-северо-западного направлений. Сложенные в различной степени литифицированными гидротермально-осадочными породами они до начала рудоотложения и в течение этого процесса подвергались разрушению, у их подножий образовывались оползневые брекчии. Рудные залежи локализованы в сводовых частях куполов. Они обычно имеют весьма выразительную медузообразную форму: верхняя часть залежи представляет собой пластообразное,

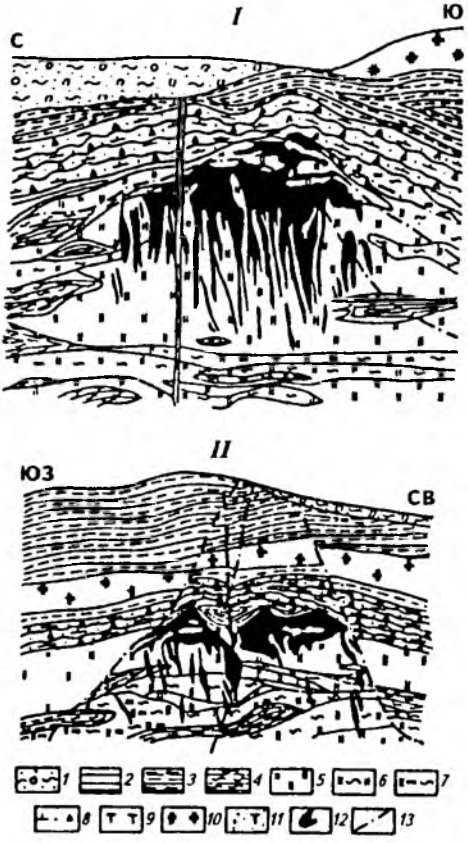


Рис. 47. Разрезы рудных залежей Риддер-Сокольного месторождения: I — Юго-Западная, II — Победа (по данным Лениногорского рудника)

1 — рыхлые отложения; 2 — алевропелиты; 3 — известковистые алевропелиты; 4 — серицитизированные алевропелиты; 5 — микрокварциты; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитизированные микрокварциты; 8 — агломератовые туфы смешанного состава; 9 — миндалекаменные плагиоклазовые порфириты; 10 — кварцевые альбит-порфиры; 11 — диабазы и диабазовые порфириты; 12 — полиметаллическая руда; 13 — разломы

линзовидное тело сплошных гидротермально-осадочных руд, согласно залегающее на поверхности купола, подстилаемое и перекрываемое хлоритолитами и серицитолитами; вниз от согласной залежи отходят многочисленные апофизы, представленные жильными телами и минерализованными штокверковыми зонами. Эта корневая система локализована в трещинных рудоподводящих зонах. На склонах куполов фиксируются многочисленные шлейфы рудокластов, линзы слоистых обломочных руд; иногда сползшие с куполов перемещенные залежи столь значительны, что представляют промышленный интерес.

Главные рудообразующие минералы — сфалерит, галенит, халькопирит и пирит, второстепенные — тетраэдрит, теннантит, марказит, арсенопирит, золото, серебро, электрум, редкие — борнит, молибденит, алтаит, самородный висмут, висмутин и др. Среди нерудных преобладают кварц, карбонаты, серицит, хлорит, барит. Зональность отчетливо выражена в смене (снизу вверх) серноколчеданных, медноколчеданных, медно-цинковых, свинцово-цинковых и барит-свинцово-цинковых руд; первые три типа локализованы в основном в корневой жильно-штокверковой зоне. В пластовой части рудных тел преобладают массивные, слоистые, полосчатые, колломорфные и брекчиевые текстуры; жильно-штокверковые руды характеризуются прожилково-вкрапленными, прожилково-полосчатыми, пятнистыми текстурами.

По В. В. Попову, в пластовых телах отмечаются такие средние содержания металлов: свинец — 4,0, цинк — 6,0, медь — 0,3%, золото — 3 г/т, серебро — 8 г/т. Ниже залегающие прожилковые руды содержат: свинец — 0,9, цинк — 2,2, медь — 0,4%, золото — 5 г/т, серебро — 20 г/т. Штокверковые медно-цинковые руды корневых частей включают: свинец — 0,3, цинк — 1,0, медь — 2,3%, золото — 1,3 г/т, серебро — 1,5 г/т.

Озерное месторождение находится в Западном Забайкалье. Месторождение (по К. Ковалеву и др.) приурочено к останцу нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород, расположенному среди гранитоидов среднепалеозойского возраста. Район является частью Удино-Витимской островодужной системы окраинно-океанического типа. Рудоносная формация образова-

лась в результате проявления дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового вулканизма; преобладающая роль принадлежит андезитам и дацитам. В составе формации развиты разнообломочные туфы, турбидиты, граувакки, брекчии, пестроцветные обломочные и хемогенные породы. Выделяются реликты вулканических построек центрального типа. В рудовмещающей толще преобладают нормальные осадочные породы, что позволяет отнести месторождение к переходному типу от колчеданно-полиметаллических в вулканогенных толщах к следующей группе — к месторождениям в терригенных формациях. Этим обусловлена характерная колчеданно-свинцово-цинковая специализация руд при почти полном отсутствии меди и, кроме того, ассоциация сульфидных полиметаллических руд с сульфидно-железоокисными и железокарбонатными рудами с марганцем.

Гидротермально-осадочные руды месторождения формировались в локальной депрессии размером 0,8х25 км. Сульфидные и сидерит-сульфидные руды залегают в ритмично-слоистых туфогенно-терригенно-карбонатных породах турбидитового строения. В наиболее продуктивном горизонте месторождения в пачке туфогенно-карбонатных пород мощностью 360 м располагается 12 сближенных пластовых залежей максимальной мощностью до 40 м и протяженностью до первых километров. Под ярусными пластовыми рудными телами рудоподводящие зоны не встречены (рис. 48).

Главные рудные минералы — пирит, сфалерит и галенит, в незначительных количествах встречаются халькопирит, арсенопирит, пирротин, тетраэдрит, бурнонит. Отношение свинца и цинка близко 1:6. Элементы-примеси — кадмий, сурьма, мышьяк, серебро, таллий. В рудах широко представлены барий и баритовая минерализация. Из нерудных минералов присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, немного кварца, гипс, хлорит, гидрослюды. Типичны слоистые, ритмично-слоистые, градационно слоистые текстуры. Вертикальная зональность выражена в увеличении сидеритовой составляющей в верхних пластовых телах; свинец и цинк отлагаются преимущественно в подошве рудных залежей, а пирит — в кровле. Латеральная зо-

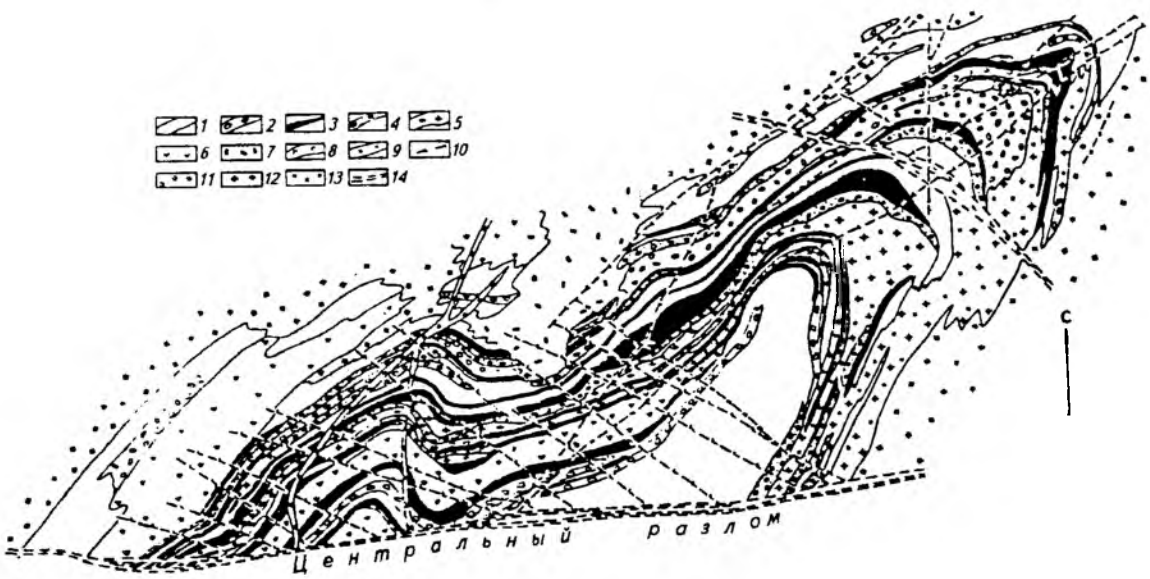


Рис. 48. Морфология рудных залежей северо-восточной части Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения. Схематизированный план горизонта штольни (по К. Ковалеву, 1992)

1 — прослои кислых туфов, туффитов: известковистых алевропелитов, углеродистых известковистых алевропелитов; 2 — горизонты седиментационных известняковых брекчий на туфогенно-терригенно-карбонатном цементе; 3 — пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд; 4 — седиментационные брекчии известняков на сульфидном цементе; 5 — пластовые залежи сидеритовых и сульфидно-сидеритовых руд; 6 — субвулканические тела диабазовых порфиритов; 7 — субвулканическое тело дацитовых порфиров; 8 — дайки кварцевых диабазовых порфиритов; 9 — дайки сиенит-порфиров; 10 — дайки долеритов, трахидолеритов; 11 — кварц-альбит-полевошпатовые метасоматические породы; 12 — сидериты; 13 — гнездово-прожилковая регенерированная минерализация; 14 — разломы

нальность проявлена в повышенных концентрациях цинка в осевой части рудолокализующей структуры, а свинца и бария — по ее флангам. По запасам свинца (1,6 млн т) и цинка (8,3 млн т) при их средних содержаниях 1,2 и 6,2% Озерное месторождение относится к уникальным.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях

Месторождения этой группы связаны с углеродистыми терригенно-флишоидными формациями, в состав которых нередко входят вулканогенные комплексы базальтового или риолито-базальтового ряда натровой или калиевой специализации, сильно редуцированные по сравнению с формациями предшествующей группы. Рудоносные формации накапливаются в различных палеотектонических обстановках — в рифтогенных структурах палеоконтинентов, авлакогенах, терригенных эвгеосинклиналях. По В. Конкину, Г. Ручкину, в ряду колчеданно-полиметаллических месторождений выделяется несколько типов, отличающихся особенностями состава руд и приуроченностью к рудовмещающим толщам различного формационного и литолого-фациального состава. К таким типам относятся филизчайский, маунт-айза, атасуйский и др. Общим для них является формирование в застойных обстановках осадконакопления окраинных и внутриконтинентальных морей. Рудоконтролирующими структурами служат локальные палеодепрессии высоких порядков. Рудные тела, как правило, локализованы среди углеродистых черносланцевых комплексов, приуроченных к средним частям формаций. При этом отмечается, что рудовмещающие углеродистые толщи (иногда их выделяют в качестве самостоятельных формаций) пространственно связаны с карбонатными и вулканогенными толщами. В ряде случаев наблюдаются закономерные латеральные ряды формаций: вулканогенная риолито-базальтовая (базальтовая — андезито-базальтовая) — карбонатная (известняковая или известняково-доломитовая) — черносланцевая. Предполагается, что именно вулканогенные комплексы или формации, локализованные на одном стратиграфическом уровне с черносланцевыми или карбонатными толщами, служат основным источником рудообразующих растворов, формирующих за-

ключенные в них месторождения. Вследствие этого группа колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных формациях также может быть представлена в виде эволюционного ряда, в котором изменчивости рудоносных формаций — от углеродисто-кремнистых бескарбонатных, содержащих вулканиты, до углеродистых карбонатных и даже карбонатных рифогенных — соответствует ряд месторождений: от медно-цинково-колчеданных до свинцово-цинково-колчеданных и барит-свинцово-цинковых. Конкретные реализации этого ряда или его фрагментов установлены в ряде регионов в виде латеральных рядов месторождений, расположенных в сопряженных одновозрастных структурах. Примерами таких рядов (по В. Конкину, Г. Ручкину) могут служить месторождения Большого Кавказа (Кацдаг, Филизчайское, Катехское), Олокитского прогиба (Холоднинское, Овгольское), Енисейского кряжа (Горевское и др.), Джунгарского Алатау (Яблоновое, Текели), австралийские месторождения Мак-Артур-Ривер, Ридж, Кули, Маунт-Айза, Хилтон и другие. Некоторые из отнесенных в эту группу месторождений локализованы в древних — протерозойских и нижнепалеозойских комплексах и вместе с ними подверглись метаморфизму (Брокен-Хилл в Австралии, Салливан в Канаде). Вмещающие породы испытали складчатые деформации и метаморфизм эпидот-амфиболитовой, биотит-гранатовой, гранат-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Руды этих месторождений перекристаллизованы, в ряде случаев характеризуются признаками регенерации.

Холоднинское месторождение в Северном Прибайкалье расположено в Олокитской троговой структуре. Прогиб выполнен рифейскими вулканогенно-осадочными толщами. Выделяют три цикла вулканизма (К. Ковалев и др.), проявленного формированием толщ, недифференцированных низкощелочных толеитовых базальтов, прорванных базит-гипербазитовыми интрузиями. С первым этапом связаны горизонты железистых кварцитов, со вторым — основное колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Месторождение сформировалось в пределах узкой приразломной палеодепрессии протяженностью около 40 км, расположенной в юго-восточном борту Оло-

китского прогиба. Структура выполнена черносланцевыми пачками, ритмично чередующимися с пачками терригенно-карбонатно-туфогенных пород и метабазитов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы рудного поля превращены в слюдисто-графит-кремнистые, амфибол-биотитовые и другие сланцы, кварциты, амфиболиты, смяты в складки, рассечены серией разломов. В разрезе рудовмещающей терригенно-кремнисто-карбонатно-углеродистой формации, мощность которой составляет около 1 км, руды располагаются на трех стратиграфических уровнях, обнаруживая приуроченность к кремнистым и графитисто-кремнистым пачкам. В нижнем наиболее продуктивном горизонте выделяются многоярусные пластовые залежи протяженностью 5—7 км и мощностью до сотни метров (рис. 49).

Руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, в меньших количествах присутствуют пирротин и халькопирит. Среди нерудных минералов преобладают кварц, кальцит, доломит, графит, мусковит. Содержание свинца в рудах изменяется от 0,4 до 1,2, цинка — от 3,5 до 6,5%. Отношение свинца к цинку примерно 1:5, барит в рудах практически отсутствует. Элементы-примеси представлены серебром (10—15 г/т), золотом (0,1 г/т), медью, кадмием, мышьяком, сурьмой, таллием. Вертикальная зональность типична для колчеданно-полиметаллических месторождений: медь приурочена к лежачему боку залежей, обогащенному пиритом; в кровле увеличиваются содержания галенита и сфалерита. В формировании руд выделяется два этапа — дометаморфический (гидротермально-осадочный) и метаморфический. Основные этапы формирования запечатлены в текстурно-структурных особенностях руд. В первичных рудах сохраняются реликты грубослоистых, ритмично-слоистых, градационно-слоистых текстур. Перекристаллизованным метаморфогенно-метасоматическим рудам свойственна массивная, пятнистая, вкрапленная и другие текстуры, регенерированные руды характеризуются прожилковой, гнездово- и послойно-прожилковой текстурами. Месторождение уникально по запасам.

Горевское месторождение расположено в Енисейском кряже. Рудовмещающая кремнисто-карбонатная

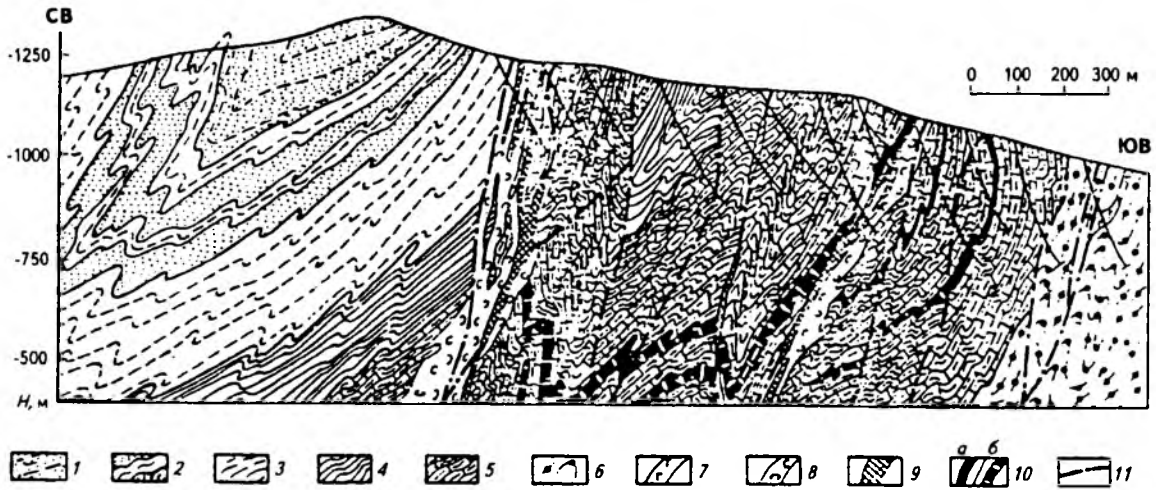


Рис. 49. Геологический разрез Холоднинского свинцово-цинкового месторождения (по Г. Ручкипу, В. Бушуеву и др.)
1–5 — осадочно-метаморфические породы перевальской свиты: 1 — кварциты, 2 — переслаивание графитсодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов, 3 — кварц-слюдисто-гранатовые сланцы, 4 — кварц-слюдистые и слюдистые сланцы, 5 — графитсодержащие слюдисто-карбонатные и кварц-карбонатные сланцы, графитсодержащие кварциты; 6, 7 — породы авкитской свиты: 6 — осадочно-метаморфические, 7 — тела амфиболитов; 8 — зоны высокотемпературных метасоматитов; 9 — прожилково-вкрапленные руды; 10 — пластовые колчеданные свинцово-цинковые руды: массивные (а), полосчатые (б); 11 — разрывные нарушения

толща верхнего рифея сложена ритмично-слоистыми известняками с прослоями мергелей. Толща интенсивно дислоцирована и метаморфизована, известняки перекристаллизованы, мергелистые и глинистые прослои превращены в кварц-серицит-известковистые и кварц-хлорит-известковистые сланцы. Мощность рудовмещающей толщи 1000 – 1160 м. Магматические породы представлены дайками и штоками оливиновых долеритов.

Рудные тела размещены среди кремнисто-сидеритовых пород — сидероплезитов, кремнистых сидероплезитов, силицитов, переслаивающихся с мергелями, доломитистыми известняками, доломитами. Согласные рудные залежи линзовидной формы характеризуются кулисообразным расположением. Вместе с вмещающими породами они круто падают на юго-запад. Протяженность вытянутых линз достигает 1200 м, мощность колеблется от 20 до 150 м (рис. 50).



Рис. 50. Строение главного рудного тела Горевского месторождения (по В. В. Кузнецову, В. Г. Пономареву и др., 1990)

1 — сидериты, кремнистые сидериты; 2 — силициты, сидеритсодержащие силициты; 3 — рудные тела; 4 — мергели с прослоями глинистых сланцев; 5 — глинистые известняки с прослоями доломитов; 6 — кремнистые известняки с прослоями доломитов; 7 — мергели кремнистые, доломитистые; 8 — доломиты; 9 — разломы

Руды относятся к пирротин-сфалерит-галенитовому типу. На 60 – 80% они состоят из сидероплезита, анкерита, и кварца. Основными рудными минералами являются галенит (преобладает), сфалерит, пирротин, в меньшей степени — пирит

и марказит; кроме того, присутствуют магнетит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, арсенопирит, халькопирит. В незначительных количествах встречаются самородное серебро, аргентит, гудмундит, пираргирит, дискразит, брейт-гауптит и др. Для зоны окисления характерны церуссит, англезит, пироморфит и ковеллин. Горевское месторождение имеет уникальные запасы. Содержание свинца — 7,02%, цинка — 1,36%. Текстуры руд полосчатые, послойно-прожилковые, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные. В полосчатых рудах нередко отмечается ритмическое строение. Вертикальная зональность рудных тел выражена в обогащении приподошвенных частей свинцом, а верхних, прикровлевых, — цинком.

Вместе с вмещающими породами гидротермально-осадочные руды подверглись складчатости и метаморфизму, в результате они перекристаллизованы, частично переотложены, боковые породы скарнированы.

Месторождение Мак-Артур-Ривер — одно из крупнейших в мире, находится в Австралии. Рудоносной структурой служит внутриконтинентальная рифтовая зона, выполненная мелководными доломитовыми осадками средне-верхнепротерозойского возраста. Рудолокализующими структурами были глубоководные депрессии, заполнявшиеся битуминозными глинистыми осадками с обильным сингенетическим пиритом и вулкано-кластическим материалом. Рудоносная терригенно-флишоидная формация сложена (снизу вверх) зелеными базальными туфами, нижними темно-серыми и черными слоистыми доломитовыми сланцами, рудовмещающими пиритовыми битуминозными сланцами с прослоями туфов. Пластовая рудная залежь мощностью 50 м приурочена к нижней части пачки пиритовых сланцев (рис. 51).

В ее составе выделяется семь слоев богатых руд с суммарными содержаниями свинца и цинка более 13%, разделенных слоями относительно слабо минерализованных сланцев со средними содержаниями свинца и цинка от 2 до 8%. Рудам свойственны слоистые текстуры с признаками конседиментационных деформаций. Околорудные изменения пород отсутствуют. В других локальных депрессиях в пределах рифтовой зоны также локализованы залежи свинцово-цинковых руд, но меньшего масштаба.

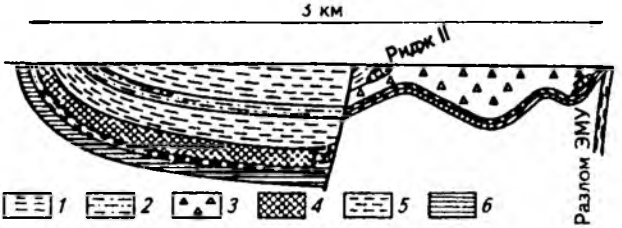


Рис. 51. Идеализированный разрез рудного района Мак-Артур-Ривер (по У. Муррею)
1, 2 — сланцы: 1 — пиритовые, 2 — битуминозные; 3 — пачка Кули; 4 — рудная пачка; 5 — нижний доломитовый сланец; 6 — базальные туфы

Разведанные запасы месторождения Мак-Артур-Ривер составляют: свинца — более 6 млн т (при содержании в руде 6,4%), цинка — более 13,5 млн т (14,3), серебра — более 6 тыс. т (65 г/т).

Месторождение Ушкатын III (Казахстан) расположено в пределах Жаильминской мульды и относится к месторождениям атасуйского типа. Рудовмещающей структурой (по А. Веймарну) является рифтогенный прогиб, осложняющий эпикаледонский срединный массив. По материалам Е. Бузмакова, А. Рожнова, Н. Скрипченко, Ф. Таранушича, Г. Щербы и других, группа комплексных железо-марганцевых и свинцово-цинково-баритовых месторождений (Жайрем, Бестюбе, Ушкатын-III и др.) локализована среди пород фаменской осадочно-вулканогенной формации, в состав которой входят вулканиты трахибазальт-трахириолитового ряда и комплекс глинисто-кремнисто-карбонатных пород. Рудоносная пачка имеет флишоидный характер и представляет собой чередование одинаково построенных трехчленных ритмов: известковистые песчаники — алевропелиты — углисто-глинисто-карбонатные пелиты.

Рудные залежи имеют форму согласных с вмещающими породами линз, достигающих мощности 60 — 100 м в центральных частях и выклинивающихся с многократным расщеплением. Рудные линзы вытянуты в форме лент протяженностью до 3 — 6 км при ширине в несколько сотен метров. В вертикальном разрезе свинцово-цинковые рудные залежи представляют со-

бой многократное чередование рудных и безрудных прослоев.

Атасуйские месторождения и Ушкатын-III в их числе отличаются исключительно устойчивым парагенезисом железо-марганцевого и свинцово-цинкового оруденения, при этом запасы как одних, так и других руд относятся к разряду крупных и уникальных. Пространственное распределение свинцово-цинкового и железо-марганцевого оруденения на большей части месторождений характеризуется ярусностью (чередованием в разрезе), а на месторождении Ушкатын-III отчетливо проявлен фациальный контроль одновременно отлагавшихся руд различного состава (рис. 52).

Железные, марганцевые и свинцово-цинковые руды характеризуются геохимической общностью, что свидетельствует о едином источнике рудного вещества. Установлена также соответствующая геохимическая специализация фаменских вулканитов, выраженная повышенными содержаниями калия и высокими уровнями концентраций свинца, цинка, бария, стронция, рубидия и др. На основе этих фактов можно предположить, что формирование атасуйских месторождений обусловлено функционированием гидротермально-магматических систем, связанных с магматическими очагами, продуцировавшими вулканиты трахибазальт-трахириолитового состава, сопровождавшиеся калиевым метасоматозом, и гидротермальные рудоносные растворы. Концентрация рудного вещества регулировалась фациальной обстановкой.

Железные руды сложены гематитом, магнетитом, железистыми яшмами, присутствуют также сидерит, железистый кальцит и другие минералы.

Марганцевые руды, преобладающие над железными, состоят из браунита, гаусманита, якобсита, манган-кальцита, олигонита; встречаются также родонит, бустамит, спессартин. Помимо этих минералов в железных и марганцевых рудах присутствуют многочисленные редкие минералы и в их числе свинец- и цинкосодержащие.

Свинцово-цинково-баритовые руды сложены в основном баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом; в качестве рассеянной примеси присутствуют сульфосоли свинца, меди, серебра, бедная кобальт-ни-

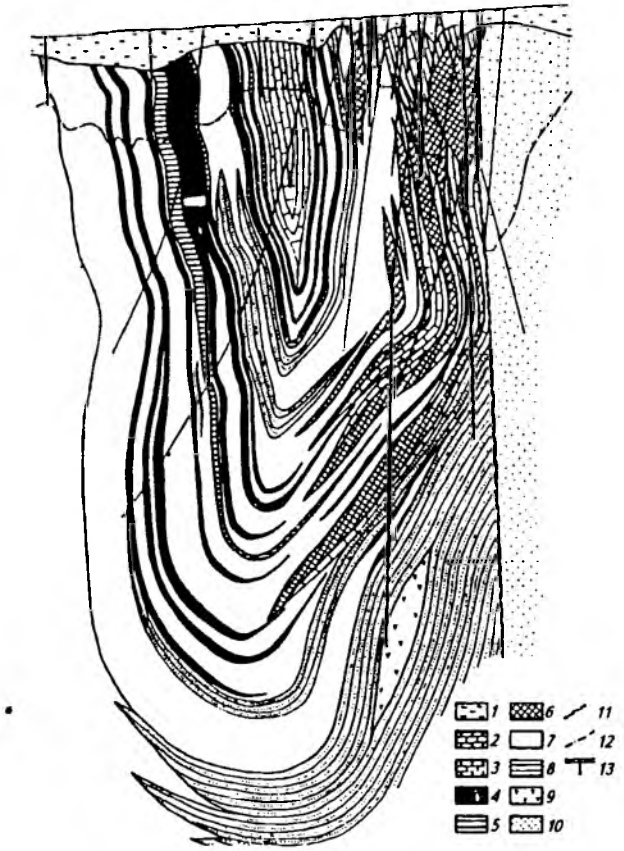


Рис. 52. Геологический разрез месторождения Ушкатын-III (по А. Рожнову, 1983)
1 — глины, пески; 2—9 — фаменские отложения: 2 — серые кремнистые известняки слоистой и волнисто-слоистой текстуры, 3 — рифогенные известняки серые и розовато-серые, 4 — марганцевые руды, 5 — железные руды, 6 — барит-свинцовые руды, 7 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы, 8 — алевролиты и песчаники вишнево-серые, серо-зеленые, 9 — фельзит-порфиры; 10 — франские вишневые и сиреневые песчаники и алевролиты; 11 — разрывные нарушения; 12 — нижняя граница древней коры выветривания; 13 — буровые скважины

келевая минерализация и др. Считается, что свинцово-цинковые руды представлены продуктами двух этапов: седиментогенного гидротермально-осадочного (колчеданные, преимущественно сфалерит-пиритовые руды) и гидротермально-метасоматического, свинцово-цинково-баритовые руды которого наложены на ранние.

Содержания полезных компонентов подвержены существенным колебаниям. В разных типах руд содержание свинца изменяется от 1,5 до 2%, цинка — от 0,1 до 5—6%; в наиболее богатых рудах содержание суммы металлов достигает 15—20%, а местами и более. Содержание барита в свинцово-цинково-баритовых рудах составляет 60—80%.

Стратиформные месторождения в карбонатных формациях

В большинстве случаев свинцово-цинковые стратиформные месторождения связаны с карбонатными формациями, образовавшимися в подвижных зонах внутренних и краевых частей платформ, в эпиплатформенных рифтовых структурах, и значительно реже в складчатых областях — на срединных массивах, в миогеосинклинальных зонах, сопряженных с платформами или срединными массивами.

Рудоносные формации характеризуются общими фациальными, палеогеографическими и палеоклиматическими закономерностями. Им свойственно широкое развитие доломитов, в которых локализована большая часть месторождений. Закономерности регионального пространственного и стратиграфического размещения месторождений (по данным У. Асаналиева, Л. Наркелюна, В. Попова) объясняются парагенетической ассоциацией их с известняково-доломитовыми толщами аридных областей. Рудоносные формации сложены известняками и доломитами, часто битуминозными, с прослоями черных сланцев, кремнистых пород. Реже присутствуют песчаники, конгломераты. Иногда наблюдаются линзы и прослои сульфатных эвапоритов. Фациальные особенности пород свидетельствуют о формировании их в мелководных прибрежно-морских, лагунных условиях с резко расчлененным рельефом. Эффузивные и пирокластические породы присутствуют только в формациях, приуро-

ченных к геосинклинальным прогибам. В большей части формаций строение рудовмещающего разреза соответствует трансгрессивному ритмокомплексу. Выделяется три толщи: нижняя подрудная терригенная с базальным горизонтом в основании с размывом залегает на подстилающих породах, средняя — рудоносная известняково-доломитовая, иногда терригенно-карбонатная, верхняя-терригенная или терригенно-карбонатная, иногда со слоями гипса и ангидрита.

Рудные тела стратиформных месторождений представлены согласными пластовыми и лентовидными залежами и размещаются в одном или нескольких стратиграфических горизонтах. Залежи отличаются большой протяженностью (от сотен метров до первых километров), шириной (до 800 – 1000 м) при мощности от 0,5 до 200 м (в среднем 10 – 20 м). Руды сложены сфалеритом, галенитом с незначительным количеством пирита, марказита, халькопирита, барита, сульфосолей свинца. Жильные минералы представлены доломитом, кальцитом, реже присутствуют барит, кварц, флюорит.

Дискуссионным является вопрос о генезисе стратиформных месторождений. В последние годы появляется все больше фактов, свидетельствующих о пространственной связи этих месторождений с синхронным проявлением вулканизма в соседних зонах (П. Панкратьев). Наиболее вероятным представляется двухэтапный процесс формирования месторождений. В ранний гидротермально-осадочный этап из гидротермальных растворов эндогенного происхождения, достигавших морского дна, в застойной обстановке локальных палеодепрессий осаждались сульфиды в виде рудных илов. Преобразование сульфидов происходило на стадии диагенеза при участии органического вещества. Второй этап — регенерации — связан с тектоническими и метаморфическими процессами перекристаллизации и перераспределения рудного вещества.

Типичными представителями данной группы могут быть названы месторождения России (Сардана, Барвинское), Казахстана (Миргалимсай, Ачисай, Шалкия), Узбекистана (Уч-Кулач), США (долина р. Миссури и др.), Канады (Пайн-Пойнт), Италии (Райбл), Поль-

ши (Верхняя Силезия), Ирландии (Наван) и других стран.

Месторождение Миргалимсай (Казахстан) расположено в пределах хр. Каратау. Оруденение локализовано в известняково-доломитовой формации, приуроченной к внутриконтинентальной рифтогенной структуре. Рудоносная фаменская формация представлена переслаиванием доломитов, известняков, реже мергелей. Породы сформировались в прибрежно-морских условиях на склонах палеоподнятий вблизи области денудации и сноса. Нижняя часть формации сложена терригенными породами — красноцветными песчаниками, аргиллитами, верхняя — карбонатная. Оруденение приурочено к доломитам с повышенным содержанием органики, к области перехода их в известняково-мергельные фации, и накапливалось в палеомульдах полузамкнутых бассейнов. Продуктивные отложения имеют мощность около 600 м. Рудные тела приурочены к так называемому второму «ленточному» горизонту доломитов и частично — к нижнему «ячеистому». Рудолокализующие породы, мощность которых колеблется от 2—4 м до 24—28 м, отличаются повышенной концентрацией углеродистого вещества. Рудные тела представлены тремя согласными пластовыми залежами — Основной, Промежуточной, Параллельной. Размеры рудных тел по простиранию достигают 2 км, по падению — 1 км. Мощность наиболее крупной Основной залежи — от 1 до 6 м (рис. 53).

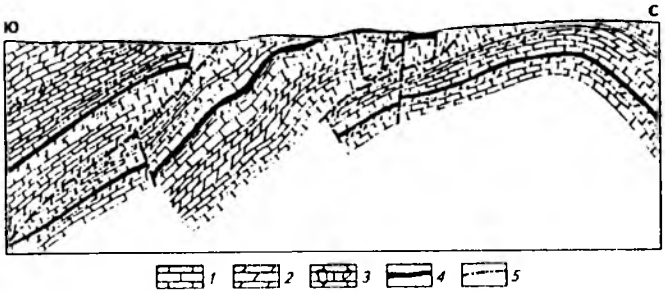


Рис. 53. Разрез Миргалимсайского месторождения (по данным Миргалимсайской ГРП)
1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения

Основные рудные минералы — барит, галенит, сфалерит, второстепенные — пирит и марказит. Изредка встречаются халькопирит, халькозин, кубанит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит, самородные свинец и серебро. Нерудные минералы — доломит, кальцит, в меньшей степени анкерит. Текстуры руд послойные вкрапленные, полосчатые и прожилковые. Соотношение свинца, цинка и бария составляет 1:0,1:6. В разрезе рудного горизонта содержание свинца и бария снизу вверх уменьшается соответственно от 1,17 до 0,36% и от 6,4 до 3,3%. Латеральная зональность определяется фациальной обстановкой рудоотложения и выражается в приуроченности максимальных концентраций барита (30—60%) к центральной части рудной зоны, которая окаймляется рудами с повышенными содержаниями сначала свинца (до 3—4%), затем цинка. На месторождении развита зона окисления до глубины 50 м, в которой присутствуют англезит, смитсонит, гидроцинкит, каламин, вульфенит, халькозин, ковеллин, аргентит, самородные серебро, гидрогематит, гетит и другие минералы.

Месторождения рудного района Юго-Восточного Миссури — один из крупнейших рудных районов США, в котором сосредоточены свинцово-цинковые месторождения, получившие известность под названием «тип Миссисипи— Миссури». Месторождения локализованы в чехле докембрийской Северо-Американской платформы, в верхнекембрийской терригенно-карбонатной формации, обрамляющей купол Сент-Франса, являющийся частью свода Озарк. Купол сложен (по данным Ф. Снайдера, П. Гардемана, Х. Майера, Г. Кисварзани и др.) докембрийскими риолитами, диабазами и гранитами и в позднекембрийское время представлял собой палеоподнятие. Рудный пояс района протягивается по периферии купола почти на 150 км при ширине до 10—15 км; в его пределах находится несколько крупных рудников с сотнями рудных тел в каждом (рис. 54).

Рудоносная формация состоит из трех горизонтов: нижний терригенный сложен песчаниками Ламотт мощностью 135 м, средний карбонатный рудоносный — доломитами Бонн-Терр мощностью 120 м, верхний — глинистыми сланцами Дейвис мощностью 50 м.

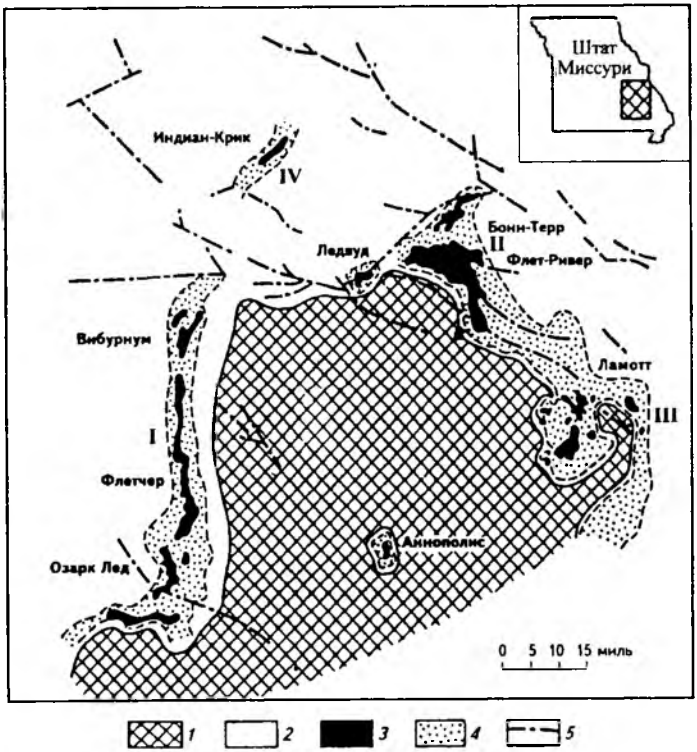


Рис. 54. Схема геологического строения района Юго-Восточной Миссури и размещения рудной минерализации (по Г. Кисварзани)

1 — выходы пород докембрийского фундамента; 2 — осадочные отложения кембрия и ордовика; 3 — участки интенсивной минерализации (месторождения); 4 — участки слабой минерализации; 5 — главные разломы; I—IV — рудные подрайоны: I — Вибурнум-Лид-Белт, II — Олд-Лид-Белт, III — рудника Ламотт, IV — Индиан-Крик

Выше в разрезе выделяется несколько пачек доломитов позднекембрийского и ордовикского возраста.

Оруденение локализовано в основном в верхней части песчаников Ламотт и по всей мощности доломитовой пачки Бонн-Терр. Она сложена темноцветными доломитами с повышенным содержанием органического вещества и тонкими прослоями черных сланцев,

рифогенными доломитами и водорослевыми рифами. Рудовмещающие породы относятся к прибрежно-морским и лагунным фациям, они сформировались на склонах палеоподнятий с резко расчлененным рельефом с базальтоидными барами и рифами.

Баровые рифы являются главными концентраторами оруденения, при удалении от них доломиты сменяются безрудными известняками. Рифы представляют собой крупные сложные гребни, протягивающиеся на расстояние до 5 км при ширине в 300 м и вертикальном размахе оруденения до 60 м. Оруденение локализуется также в водорослевых рифах. Кроме того, рудные тела образуются вокруг выступов фундамента в нижних горизонтах доломитов и имеют в плане форму неполного кольца шириной 15—50 м и мощностью от 10 вблизи выступа до 1—2 м на удалении от него. Рудолокализующими структурами являются также подводные оползни, проявившиеся на склонах баров и образовавшие брекчиевые тела вдоль них. Рудные зоны этого типа достигают длины более 2 км при ширине около 50 м. Все разнообразие позиций рудных тел и их морфологические особенности определяются, в первую очередь, фациальным строением вмещающих пород.

Рудные тела сложены в основном вкрапленными рудами; массивные руды замещения вдоль плоскостей напластования встречаются достаточно часто. Отмечаются и прожилковые руды. Основной рудный минерал — галенит, сфалерит также образует значительные концентрации. Второстепенные минералы — халькопирит, зигенит (сульфид никеля и кобальта), пирит, марказит и др. Среди нерудных основная роль принадлежит доломиту вмещающих пород, реже присутствуют кальцит, диккит, кварц. Текстуры руд послойные вкрапленные, прожилковые, брекчиевидные, реже массивные и друзовые.

В длительном периоде формирования месторождений после сингенетичного этапа накопления рудного вещества важную роль играли последующие эпигенетичные этапы, которые и определили современный облик этих объектов, в частности элементы контроля рудных тел разрывными нарушениями, и другие особенности.

Месторождения района считаются в основном свинцоворудными. В целом по району содержание свинца составляет 5,8%, цинка — 1%.

Общие запасы оцениваются в 6,7 млн т свинца и 1,5 млн т — цинка. Из руд также извлекают медь, кадмий, серебро, кобальт, никель.

За время эксплуатации (с 1720 г.) в районе добыто более 12 млн т свинца и 11 млн т — цинка.

Металлогения

Основная масса промышленных концентраций свинца и цинка так или иначе связана с процессами вулканизма. При этом в подавляющем большинстве случаев источниками металлов служили магматические очаги, возникающие в процессе дифференциации базальтовой магмы. Цинк, и в особенности свинец, в отличие от меди обнаруживают отчетливую связь с наиболее кислыми дифференциатами. Одним из условий возникновения магматических очагов, специализированных на цинк и свинец, является наличие достаточно развитой сиалической коры, что подтверждается отчетливо проявленной корреляцией между относительным количеством свинца в рудах и мощностью коры, на которой развиваются рудоносные формации.

С интрузивным магматизмом кислого и умеренно кислого состава связано относительно небольшое количество скарновых и плутоногенных гидротермальных месторождений.

На ранних стадиях геосинклинального развития полиметаллические колчеданные месторождения образуются в островодужных формациях палеовулканических зон, заложенных на коре сиалического типа. В более поздние этапы, а также при активизации платформ и складчатых областей в пределах внутриконтинентальных рифтовых зон создаются наиболее благоприятные условия и обстановки для формирования многочисленных крупных месторождений свинца и цинка, связанных с вулканогенно-терригенными и карбонатными формациями. В породах андезит-риолитовых формаций вулканических поясов формируются вулканогенные гидротермальные и связанные с вулканизмом скарновые месторождения. В этих условиях образуются также скарновые месторождения в экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузий и плутоногенные гидротермальные месторождения.

Свинцово-цинковые месторождения формировались от раннего протерозоя до кайнозоя включительно. Крупных планетарных эпох накопления свинца и цинка в истории развития земной коры не отмечается, а эволюция генетических типов проявлена достаточно отчетливо и выражается в следующем. Протерозойская эпоха характеризовалась почти исключительно колчеданно-полиметаллическим оруденением, кстати, она была и наиболее продуктивной на свинец и цинк (37% запасов). В последующем роль колчеданно-полиметаллических месторождений заметно уменьшилась до совершенно несущественной в альпийскую эпоху. Стратиформные месторождения формировались в течение всей геологической истории, но максимум запасов приходится на каледонскую эпоху. Свинцово-цинковые жильные и скарновые месторождения относятся к числу более молодых; в эпоху протерозоя они неизвестны, но, начиная с каледонской, их количество резко возрастает, достигая максимума в альпийскую эпоху.

■ ОЛОВО

Олово — один из первых металлов, освоенных человеком. Первоначально оно использовалось в сплавах с медью как составная часть бронзы, широкое применение которой определило целую эпоху в истории развития цивилизации, получившую название «бронзовый век», продолжавшуюся со второй половины IV тысячелетия до IX—VIII вв. до н. э. Впервые бронза появилась на Востоке; наиболее древние изделия из бронзы, найденные в Египте, относятся к 3700 г. до н. э.

На территории нынешней России и стран СНГ основные горно-металлургические центры в эту эпоху размещались на Урале, Рудном Алтае, Закавказье, Казахстане и Средней Азии. Наиболее древние бронзовые изделия средиземноморских стран делались из азиатского олова, а с середины 2-го тысячелетия до н. э. олово ввозилось финикиянами с месторождений Великобритании, древнее название которой «Касситерида» (от греч. «касситрос» — олово). Само слово «бронза» появилось значительно позже и связано с древнейшим морским портом Италии, называвшимся в античное

время Брундизий. Здесь встречались два потока руд и металлов: медь, вывозимая из Италии, и олово, поступавшее с Британских островов, что обеспечило возможность получения высококачественных сплавов — «меди из Брундизий». Позднее, уже в Средние века, олово поступало из Саксонии и Богемии, затем из Индонезии, Китая и других стран.

Химическая устойчивость олова, нетоксичность его солей и сплавов обеспечили широкое применение его в виде белой жести в консервной отрасли промышленности (32% добычи). Кроме того, олово используется для получения бронз, латуни, баббитов (22%), припаев (29%), типографских шрифтов, в химической промышленности (15%) в производстве красителей, в стекольной и текстильной отраслях промышленности.

Олово извлекают из оловянных и комплексных олово-вольфрамовых, олово-серебряных и олово-полиметаллических руд. Общие запасы его в недрах 40 стран мира оцениваются в 13 млн т, в том числе разведанные запасы составляют более 8 млн т. Запасы россыпных месторождений составляют 38%. Обеспеченность подтвержденными запасами современного уровня производства олова составляет в целом 32 года. Уникальные коренные месторождения олова характеризуются запасами более 100 тыс. т, крупные — 100 — 25 тыс. т, средние — 25 — 5 тыс. т и мелкие — менее 5 тыс. т. Ежегодное производство олова в концентрате составляет около 240 тыс. т, рафинированного более 280 тыс. т. Цена на рафинированное олово составляет 5 — 6 тыс. долл. за тонну. В последние годы отмечается некоторое снижение добычи, производства, потребления и цены олова. Всего с начала бронзового века добыто около 7 млн т олова.

Наиболее крупными запасами обладают Китай, Бразилия, Малайзия, Индонезия, Боливия, Таиланд, Австралия. В России основные месторождения сосредоточены в Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской рудных провинциях.

Геохимия и минералогия

Кларк олова — $2{,}5 \cdot 10^{-4}$%, при этом в ультраосновных породах он составляет всего $5 \cdot 10^{-5}$, в основных —

$1{,}5 \cdot 10^{-4}$; наиболее высокие содержания фиксируются в кислых магматических породах — более $3 \cdot 10^{-4}$%. Геохимическая природа олова двойственна: будучи литофильным элементом оно обладает и халькофильными свойствами в зависимости от режима кислорода и серы. Этим определяется его высокая миграционная способность и присутствие как в пегматитах, грейзенах, так и в сульфидных месторождениях. Эндогенные промышленные концентрации олова связаны с кислыми и умеренно кислыми изверженными комплексами — гранитными, гранодиоритовыми, риолитовыми. Олово выносится из магматических очагов гидротермальными щелочными растворами в форме высоколетучих галоидных соединений. При понижении щелочности (до pH = 7 – 7,5) галоидные комплексы гидролизуются с образованием плавиковой кислоты и выпадением гидроксида олова, который при дегидратации переходит в безводный диоксид — касситерит.

Известно 20 минералов олова, из них промышленное значение имеют: касситерит — SnO_2 (78,6% олова), в меньшей степени станнин Cu_2FeSnS_4 (27,7%), а также тиллит $SnPbS_2$ (30,4%), франкеит $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$ (17%), цилиндрит $Pb_6Sn_6Sb_2S_{21}$ (26%) и некоторые другие минералы. Касситерит устойчив в гипергенных условиях и образует россыпи.

Богатые руды коренных месторождений содержат олова более 1%, рядовые — 1 – 0,4, бедные — 0,4 – 0,1. Техногенные свойства определяются минеральным составом и крупностью зерен касситерита. В рудах собственно оловянных месторождений содержание олова варьирует от 0,1 до 1,7%, составляя в среднем 0,76%. Комплексные руды (Sn-W; Sn-Cu-Zn; Sn-Pb-Ag; Sn-Bi; Sn-Mo) характеризуются более низким средним содержанием олова (0,43%) при колебаниях от 0,01% до 3,8%.

Касситерит-кварцевые руды, характеризующиеся отсутствием или незначительным содержанием сульфидов, легко обогащаются, что позволяет вовлекать в эксплуатацию небольшие месторождения с низкими содержаниями олова. Руды такого типа обогащаются в отсадочных машинах после дробления. Обогащение руд, содержащих значительные количества сульфидов, производится по более сложной схеме с примене-

нием флотации. Промышленные концентраты содержат 40 – 60% олова.

Россыпные месторождения разрабатываются при содержании касситерита 100 – 200 г/м^3. В среднем содержание касситерита в россыпях составляет 200 – 800 г/м^3, но иногда может достигать 10 – 15 кг/м^3. Обогатимость песков определяется содержанием глинистого материала и размером обломков. Обогащение ведется промывкой в шлюзах и отсадочных машинах; концентраты содержат 70 – 72% олова.

Типы промышленных месторождений

Из промышленных месторождений олова выделяются: пегматитовые, скарновые, грейзеновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, россыпные. Оловорудные месторождения могут быть разделены на две крупные геохимические группы (по А. Б. Павловскому): литофильную (редкометально-оловянную) и сидерохалькофильную (полиметалльно-оловянную). Первый объединяет пегматитовые, скарновые, грейзеновые и некоторые плутоногенные гидротермальные месторождения, характеризуется тесной ассоциацией олова с вольфрамом, бериллием, танталом, ниобием, литием, фтором и другими элементами; месторождения этой группы относятся преимущественно к касситерит-кварцевой рудной формации. Ко второй группе относятся гидротермальные плутоногенные и вулканогенные месторождения, рудам которых свойственна ассоциация олова с железом, мышьяком, медью, бором и серой, и которые относятся к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной рудным формациям.

Пегматитовые месторождения

Месторождения олова локализуются в эндо- и экзоконтактовых зонах биотитовых и двуслюдяных гранитах массивов, относящихся к раннеорогенным гранитным формациям. Большая часть их (90%) приурочена к структурам докембрия и нижнего палеозоя, реже они присутствуют в структурах мезозоя и кайнозоя. Промышленные концентрации олова встречаются

преимущественно в пегматитах натрово-литиевого типа, среди которых различают кварц-микроклиновые и кварц-микроклин-сподуменовые разности. Пегматиты образуют жильные, штокообразные, линзо-гнездообразные тела, иногда группирующиеся в протяженные пояса. Характерно, что оловоносность пегматитов связана с более поздними процессами альбитизации и грейзенизации. В рудах помимо касситерита присутствуют сподумен, петалит, амблигонит, реже встречаются танталит и вольфрамит; нерудные представлены кварцем, микроклином, альбитом, лепидолитом, турмалином, топазом, флюоритом. Касситерит отличается неравномерным, гнездовым распределением, образует крупные призматические кристаллы и рассеянную вкрапленность, характеризуется повышенными содержаниями тантала, ниобия (до 1—3%), циркония, скандия.

Пегматитовые месторождения олова — небольшие по запасам, с низкими содержаниями (0,15—0,20%), их практическое значение невелико (2,1% в суммарных запасах олова), однако они служат источником образования оловянных и оловянно-редкометальных россыпных месторождений. Пегматитовые месторождения известны в Восточной Сибири, Забайкалье, на Балтийском щите и Рудном Алтае, наиболее развиты в Заире (Маноно-Китотоло), Намибии (Уис), Замбии (Камативи), имеются также в США (Сильвер-Хилл), Канаде (Берд-Ривер), Австралии (Гринбушес).

Скарновые месторождения

Оловоносные скарны связаны с посторогенными гранодиорит-гранитными, реже габбро-гранодиорит-гранитными формациями. Большая часть их (80%) размещается в фанерозойских складчатых поясах. Оруденение приурочено к известковым и магнезиальным скарнам, формирующимся в приконтактовых частях массивов и на некотором удалении от них среди вмещающих терригенно-карбонатных пород. Рудные тела имеют пластообразную, иногда трубообразную форму, обычно не выдержаны. По минеральному и химическому составу месторождения весьма разнообразны, характеризуются комплексным составом руд (Sn — W, Sn — Cu, Sn — Pb — Zn). Оловянная минера-

лизация, обычно в ассоциации с сульфидной, наложена на скарны. Минеральный состав руд определяется присутствием магнетита, касситерита, разнообразных сульфидов, иногда шеелита; реже встречаются оловосодержащие бораты, станнин, висмутин, блеклые руды. Часть олова входит в состав скарнов, гранатов и других минералов, возможно, в виде механической примеси касситерита. Олово в андрадоте содержится иногда в количествах от 0,5 до 5,8% SnO_2.

Руды вкрапленные, как правило, труднообогатимые, содержание олова в среднем 0,3 — 0,5%, иногда достигает 20%. Извлечение олова, содержащегося в силикатах, нерентабельно. Запасы руды колеблются от нескольких миллионов до 20 — 30 млн т. Скарновые месторождения известны в Приморье (Ярославское), Карелии (Питкяранта, Кителя), Средней Азии (Майхура, Сары-Булак), на Аляске (Лост-Ривер, Брукс-Маунтин), в Канаде, Австралии (Маунт-Гарнет, Маунт-Бишоф), Великобритании, Китае и других странах. Промышленное значение месторождений этого типа невелико (0,7% суммарных запасов в зарубежных странах), но по мнению некоторых специалистов, в перспективе они могут быть одним из главных источников промышленных ресурсов олова (С. Ф. Лугов).

Кительское месторождение (Карелия, Северное Приладожье) наряду с другими оловорудными проявлениями района приурочено к экзоконтактовой зоне протерозойского Салминского массива гранитов рапакиви и их жильных дериватов. Массив объединяет производные трех фаз внедрения, сформированные в диапазоне от 1650 до 1422 млн лет, и относится к анортозит-рапакиви-гранитной формации. Вмещающие породы, представленные гранитогнейсами, метаморфическими сланцами и мраморизованными известняками докембрия, образуют на участке месторождения куполовидную структуру.

Месторождение приурочено к скарнированным известнякам на контакте с гранитами рапакиви второй фазы, при этом рудные тела располагаются согласно слоистости вмещающих пород и занимают поперечное положение по отношению к интрузивному контакту. Установлено два рудолокализующих горизонта карбонатных пород. Рудовмещающие породы пред-

ставлены магнетит-пироксеновыми гранатовыми скарнами, кварц-полевошпатными метасоматитами по скарнам. Наиболее крупная скарново-рудная залежь приурочена к нижнему горизонту, имеет пластовую форму, крутое падение, прослежена по простиранию на 1900 м при мощности от 10 до 30 м (рис. 55). Кондиционные руды в пределах этой залежи характеризуются более сложным строением, меньшей мощностью. Скарново-рудная залежь в поперечном сечении имеет зональное строение: скарнированные и мраморизованные известняки (3—6 м); безрудные амфибол-пироксеновые скарны (до 20 м); пироксеновые и амфибол-пироксеновые гранатсодержащие скарны с магнетит-сульфидной рудой (до 5—6 м); пироксен-гранатовые скарны с вкрапленностью магнетита, касситерита, сульфидов (2—3,5 м); кальцит-пироксеновые скарны, иногда с эпидотом или магнетитом (0—1,5—2,0 м).

Месторождение относится к касситерит-силикатной формации, руды комплексные сфалерит-халько-

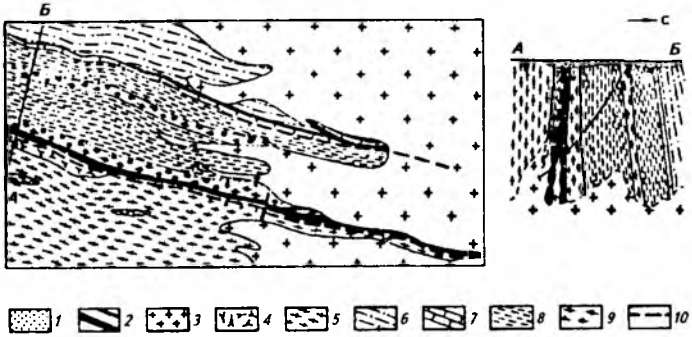


Рис. 55. Схематическая геологическая карта восточной части Кительского рудного поля (по Р. Хазову и В. Хазову)
1 — четвертичные отложения; 2 — рудные скарны; 3 — граниты второй фазы; 4 — артеритовые мигматиты; 5 — плагиомикроклиновые гнейсограниты и теневые мигматиты; 6 — биотит-кварцевые сланцы и гнейсосланцы с прослоями кварцитов; 7 — мраморизованные и скарнированные известняки с прослоями скарнов; 8 — амфиболитовые сланцы и полевошпатовые амфиболиты; 9 — пачки переслаивания разнообразных сланцев, амфиболитов и маломощных прослоев скарнированных известняков; 10 — разрывные нарушения

пирит-касситеритового типа. Главные рудные минералы — магнетит, сфалерит, халькопирит и касситерит, нерудные — диопсид, геденбергит, андрадит-гроссуляр, везувиан, актинолит, кварц, кальцит и флюорит, второстепенные — пирит, пирротин, сульфосоли и шеелит, а также топаз, слюды и хлорит. Текстуры руд полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные.

Выделяются четыре стадии минералообразования (по Р. Хазову): скарново-магнетитовая (580 – 440 °С), связанная со становлением гранитов рапакиви второй фазы; касситерит-полевошпатовая (420 – 380 °С), следующая за внедрением даек аплитовидных гранитов; кварц-сульфидная (350 – 300 °С); послерудная хлорит-кальцитовая (220 – 140 °С).

Главные полезные компоненты — олово, цинк, медь, железо. Содержание олова — 0,35 – 0,56%. По запасам Кительское месторождение относится к мелким.

Грейзеновые месторождения

Грейзеновые месторождения олова связаны с посторогенными гранодиорит-гранитными формациями, представленными обычно крупными многофазными батолитами. Возрастной диапазон формирования месторождений — от архея до мезо-кайнозоя, но наиболее характерны они для герцинской и киммерийской металлогенических эпох. Месторождения приурочены к апикальным частям отдельных штоков, купольных выступов, апофиз поздних лейкократовых аляскитовых разностей в породах кровли и гранитных образованиях ранних фаз. Рудные тела представлены штокверками, минерализованными зонами, отдельными жилами, трубообразными телами (рис. 56). Форма тел обычно сложная, жильные поля иногда занимают площади в 1 – 3 км^2. Глубина распространения оруденения, как правило, ограничена, в ряде случаев интервал не превышает 50 – 100 м. Руды массивные, вкрапленные, содержание олова колеблется от 0,1 до 2,5%, в среднем — 0,3 – 0,5%. Масштабы месторождений мелкие, средние, редко крупные. Тем не менее, на долю этих месторождений приходится свыше 15,6% запасов. При этом 70% (600 тыс. т) их сосредоточено в одном месторождении Питинга (Бразилия). Они также образуют россыпи касситерита.

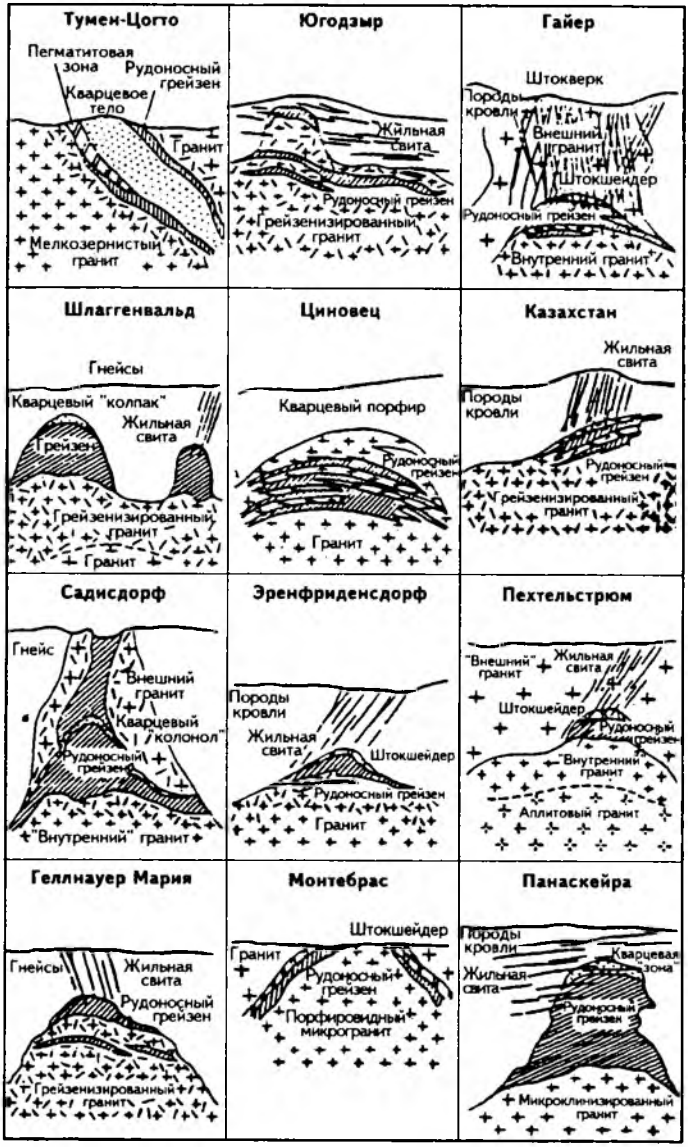


Рис. 56. Схематизированные разрезы месторождений редкометально-оловянной формации, связанных с гранитными куполами (по Б. В. Макееву, А. Б. Павловскому и др., 1988)

Грейзеновые месторождения относятся к числу комплексных. Помимо олова в рудах содержатся вольфрам, молибден, литий, тантал и ниобий, циркон, флюорит, редкие земли. Главные минералы руд — касситерит, вольфрамит, арсенопирит, циннвальдит, образующие вкрапленность в гидротермально измененных породах и жилах, сложенных кварцем, альбитом, ортоклазом, мусковитом, с примесью топаза, турмалина, флюорита, серицита, кальцита и других минералов. В качестве второстепенных рудных минералов присутствуют магнетит, пирротин, шеелит, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. Большей части месторождений свойственна зональность, выраженная в уменьшении содержания олова и увеличении сульфидной минерализации от центра к периферии штокверковых образований. Грейзеновые месторождения относятся преимущественно к касситерит-кварцевой формации, реже среди них встречаются представители касситерит-силикатной формации.

Грейзеновые месторождения известны в Забайкалье (Этыка), Якутии (Кестер, Бутугычаг), на Чукотке (Экуг). Помимо упомянутого выше уникального бразильского месторождения Питинга, крупные месторождения имеются в Канаде (Ист-Кемтвилл), Франции (Эшассер), более мелкие — в Германии и Чехии (месторождения Рудных гор — Альтенберг, Циновец и др.), США (Лост-Ривер), Китае, Бирме и других странах.

Штокверковые месторождения Рудных гор. Район Рудных гор — один из древнейших горнопромышленных районов приурочен к северной части Чешского массива, в его пределах локализованы известные месторождения Чехии и Германии — Крупка, Циновец, Альтенберг, Гайер, Зейфен, Эренфриденсдорф и Эйбеншток. За пятивековую историю оловодобычи из недр этого района извлечено около 500 тыс. т олова, вначале из россыпных месторождений, затем из оловосодержащих грейзеновых штокверков.

В тектоническом плане Рудные горы представляют собой обособленную структурно-формационную зону — крупный антиклинорий, сложенный комплексом метаморфических, осадочных и магматических пород от протерозойского до четвертичного возрастов. В верхнем ярусе структуры преобладают протерозой-

ские серые гнейсы, нижний ярус сложен огромным многофазным гранитным батолитом (площадь около 6000 км^2). Верхняя часть плутона осложнена крупными куполовидными выступами высотой от 2 до 4 — 5 м, которые и обнажены на дневной поверхности. Штокверковые месторождения приурочены к подобным куполовидным телам и располагаются в апикальных частях мелких штоков, в их эндо- и экзоконтактовых зонах. Обычно рудоносные штоки имеют округлое или овальное сечение площадью 1 — 2 км^2 и состоят из пород нескольких фаз внедрения.

Месторождение Альтенберг — одно из крупнейших месторождений Европы — находится в Германии и эксплуатируется более 500 лет. Рудное поле сложено серыми гнейсами и парагенезисами протерозойского возраста, включающими конгломераты, кварциты и метабазиты. Оловянное оруденение локализовано в купольной части Альтенбергского гранитного штока, являющегося одной из серии подобных структур, осложняющих огромный гранитный батолит — Рудногорский плутон, сформировавшийся в результате проявления нескольких интрузивных фаз герцинского возраста.

Рудоносный шток (так называемый внешний гранит), изометричный в плане (0,5х0,5 км), прорывает более крупные интрузии гранит-порфиров и кварцевых порфиров. В нижней части гранитного штока расположено конусообразное тело «внутреннего гранита». Внутренние и внешние гранитные тела разделены между собой пегматоидным образованием, интенсивно преобразованным в процессе грейзенизации и сложенном длинностолбчатым пикнитом (разновидность топаза, замещающего полевые шпаты), кварцем и литийсодержащей слюдой (рис. 57).

Внешний гранит представлен средне- и мелкозернистыми разностями, состоит из кварца, альбита, ортоклаза, незначительного количества биотита. Примечательно, что в качестве акцессориев в нем встречаются топаз и касситерит. Промышленное оруденение локализовано в теле грейзенов, приуроченном к северозападной части внешнего гранита и имеющем эллипсовидное очертание в плане (300х400 м), и прослеживающемся на глубину 230 м до границы с куполом

внутреннего гранита. Рудоносный грейзен представлен плотной мелкозернистой породой зеленоватого цвета, состоящей из кварца (60%), слюды (31%), топаза (7%), касситерита и других акцессориев (2%). Грейзен пронизан густой сетью маломощных прожилков с касситеритом, образующих штокверкоподобное тело. Средия прожилков выделяются кварц-флюоритовые с вольфрамитом и касситеритом, кварц-касситеритовые, известны более поздние сульфидные и безрудные кварц-карбонатные и кварц-флюорит-баритовые. В восточной отработанной части месторождения оруденение представлено жильными грейзеновыми зонами в гранит-порфирах. Помимо перечисленных минералов в грейзене присутствуют молибденит, самородный висмут, галенит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит. Молибденовая минерализация обособлена от оловянно-вольфрамовой. Более богатые руды тяготеют к ядру штокверкового тела, в основном развиты по периферии, с глубиной количество сульфидов резко уменьшается, а содержание олова увеличивается: на верхних горизонтах оно составляет 0,2%, вблизи внутреннего купола — возрастает до 1%. Ведущим промышленным компонентом является олово, практическую ценность представляют также вольфрам и молибден. В целом руды характеризуются мелким и очень мелким касситеритом, что затрудняет извлечение металла.

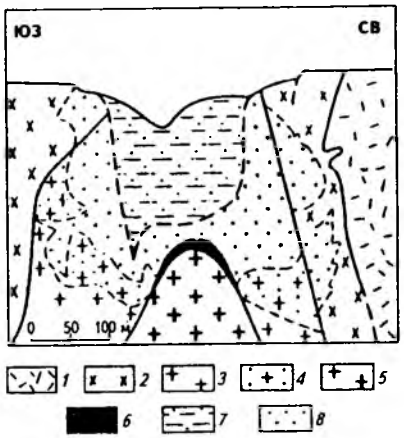


Рис. 57. Схематический геологический разрез месторождения Альтенберг (по Л. Бауману и Г. Шпегелю)
1 — теплицкие кварцевые порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — внешний гранит; 4 — грейзенизированный гранит; 5 — внутренний гранит; 6 — шток-шайдер; 7 — обрушенная грейзеновая порода; 8 — оловоносные грейзены

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Месторождения олова представляют собой наиболее обширную и разнообразную группу. В ней выделяются месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной рудных формаций. Месторождения кварцевого типа связаны с гранодиорит-гранитными, фанодиорит-лейкогранитными формациями, свойственными структурам тектоно-магматической активизации на щитах и платформах. Месторождения, относящиеся к касситерит-силикатной рудной формации, связаны с интрузивными комплексами габбро-гранодиорит-гранитовых и диорит-монцогранодиорит-гранитных формаций, развивающихся на поздних посторогенных стадиях эволюции складчатых областей.

Рудные тела гидротермальных месторождений размещаются большей частью в надкупольных зонах среди ороговикованных песчано-сланцевых пород. Иногда они локализуются и в эндоконтактовых частях массивов гранитоидов. Морфология рудных тел весьма разнообразна: это жилы, минерализованные зоны дробления, штокверки, реже трубообразные тела. Отдельные рудные тела при средней мощности 1—3 м простираются на многие десятки и сотни метров. Нередко рудные тела встречаются группами и образуют крупные жильные поля, протягивающиеся на несколько километров. Глубина распространения промышленного оруденения достигает нескольких сотен метров.

Руды плутоногенных месторождений часто являются комплексными. Наиболее простым составом характеризуются месторождения касситерит-кварцевого типа (Иультин, Пыркакайское и др.). Рудные жилы сопровождаются грейзенизацией, турмалинизацией, на 90—95% состоят из кварца, помимо касситерита присутствуют вольфрамит, флюорит, сульфиды развиты слабо. Содержание олова — 0,3—0,8%, часто в промышленных концентрациях содержится вольфрам. Масштабы этих месторождений средние и мелкие. В суммарных значениях зарубежных стран они составляют 3,9%.

Месторождения силикатной группы (Депутатское, Валькумейское, Дубровское), представляющие касси-

терит-силикатную формацию, характеризуются резким преобладанием в составе руд турмалина и хлорита, в связи с чем выделяется два минеральных типа руд: касситерит-турмалин-хлоритовый и касситерит-хлоритовый. В рудах содержится значительное количество сульфидов, станнин при этом имеет ограниченное развитие. Масштабы месторождений средние и крупные, качество руд высокое; содержание олова 0,6 — 1% и более. Вместе с оловом в переменных количествах присутствуют цинк, медь, свинец, реже вольфрам. На долю месторождений этого типа приходится 6,3% суммарных запасов олова. В России эти месторождения содержат более 50% балансовых запасов и обеспечивают свыше 60% общего объема добычи.

В районах распространения месторождений силикатного типа нередко развит многосульфидный (касситерит-сульфидный) тип. Он иногда наблюдается в верхних горизонтах касситерит-силикатных месторождений, часто образует самостоятельные промышленные месторождения (Эгехая, Фестивальное и др.). Руды отличаются резко повышенным количеством сульфидов железа, меди и цинка, содержание сульфидного олова не превышает 5 — 10% от общего его количества в руде, составляющего 0,3 — 1%. Минеральный состав руд очень сложный. Месторождения этого типа представлены объектами среднего и крупного масштаба.

В длительном процессе формирования плутоногенных месторождений обычно выделяется ряд стадий, начинающийся с отложения более высокотемпературных (свыше 550 °С) предрудных ассоциаций (турмалин-кварцевой, хлорит-кварцевой), сменяющихся продуктивными кварц-касситеритовыми, затем сульфидными и завершающийся низкотемпературными (250 — 30 °С) карбонат-флюорит-кварцевыми ассоциациями. В общем такую же направленность имеет и вертикальная зональность месторождений: снизу вверх малосульфидные турмалин- и хлорит-касситеритовые руды сменяются сульфидными. Аналогичная картина наблюдается и в горизонтальном направлении.

Плутоногенные гидротермальные месторождения различных типов распространены на востоке Рос-

сии — на Чукотке (Пыркакайское, Валькумей), в Забайкалье (Хапчеранга, Шерлова Гора), Якутии (Депутатское, Эгехая), Приамурье (Солнечное, Фестивальное), Приморье (Хрустальное, Дубровское). За рубежом наиболее значительные объекты этого типа находятся в Великобритании (Долкоатс, Крофти), Австралии (Ренисон-Белл, Гербертон, Квинсленд), Канаде (Маунт-Плезант).

Пыркакайское месторождение — крупнейшее месторождение олова в России, находится на Чукотке, относится к касситерит-кварцевой формации.

Пыркакайский рудный район сложен песчаниками и сланцами верхнего триаса, мощность которых достигает 2500 м. Осадочные отложения смяты в складки, нарушены разрывными нарушениями; крупные глубинные разломы определяют блоковое строение территории. Гранитоидные массивы и дайковые тела, прорывающие терригенные свиты, сформированы в ранне- и позднемеловую эпохи. Крупные многофазные гранитоидные интрузивы находятся в непосредственной близости от границ района, а в его пределах по геофизическим данным фиксируется не вскрытый эрозией гранитоидный массив площадью 400 км^2, представляющий собой, вероятно, пластовое тело мощностью 2—3 км, расположенное на глубине 1—2,2 км. Куполообразные выступы интрузива, к экзоконтактовым зонам которых приурочены месторождения олова, располагаются на глубине 600—800 м. Широко развиты дайки лампрофиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Возраст оловоносных гранитов и связанного с ними оруденения определен как раннемеловой (определения абсолютного возраста мусковита из рудных жил дают разброс от 110±7 до 82±6 млн лет) (рис. 58).

Месторождения расположены в надкупольной зоне выступов гранитоидного массива в ороговикованной песчано-сланцевой толще. Непосредственно над выступом контактовый метаморфизм проявлен в развитии полей узловатых кварц-кордиеритовых сланцев. Рудные тела представлены штокверковыми зонами, в которых рудолокализующей является в основном одна из трех трещинных систем — меридиональная. В районе известны и другие типы оруденения — ли-

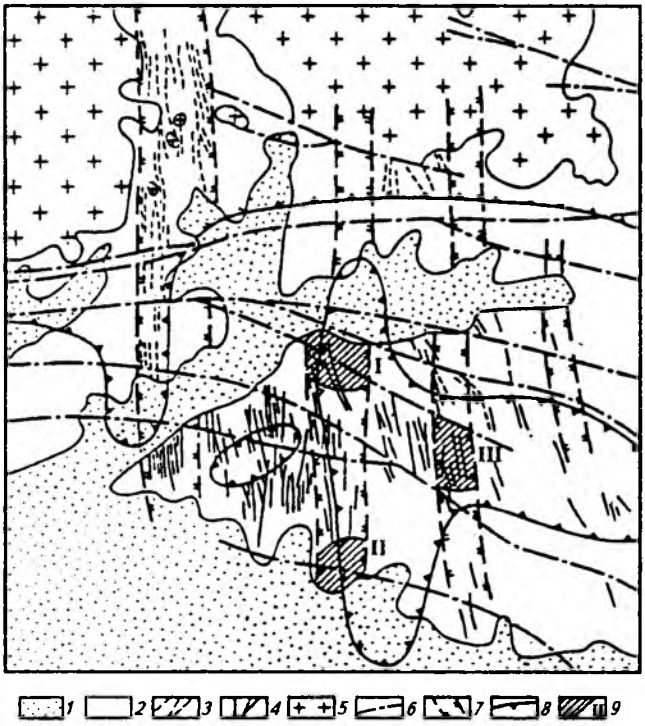


Рис. 58. Схематическая геологическая карта Пыркакайского оловорудного узла (по Б. В. Макееву, А. Б. Павловскому и др., 1988)

1 — рыхлые отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 3 — дайки кислого состава; 4 — дайки среднего состава (псевдолампрофиры); 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — контуры зон повышенной трещиноватости; 8 — контуры не вскрытых эрозией гранитоидных массивов; 9 — штокверковые оловорудные поля: I — Первоначальное, II — Нагорное, III — Незаметное

нейные зоны прожилкования, минерализованные зоны дробления и минерализованные дайки лампрофиров. Основные рудовмещающие структуры месторождения — штокверки — представляют собой линейные прожилковые системы, имеющие в плане форму, близкую к эллипсоидальной (с соотношением большой и малой осей в среднем 1:2,5). В продольном раз-

резе форма залежей близка к трапециевидной. Размеры штокверков изменяются в плане от 50х200 — 100х400 до 1300х120 м. Мощность прожилков варьирует от первых миллиметров до 10 — 15 см, удельная плотность составляет 2 — 15, в среднем 6 — 8 прожилков на 1 м. Рудные тела оконтуриваются по результатам опробования. Изменчивость содержаний крайне неравномерная, коэффициент вариаций по частным пробам достигает 120 — 160%, по выработкам — 30 — 50%. В центральных частях штокверков выделяются рудные столбы с повышенными содержаниями олова.

Жильные тела пользуются ограниченным распространением и развиты преимущественно на флангах штокверков. Они характеризуются простой и сложной формой, имеют преимущественно меридиональное простирание, крутое падение; протяженность их изменяется от десятков до нескольких сотен метров, мощность — от 10 км до 1,5 м. Среди жил выделяются касситерит-кварцевые, касситерит-альбит-кварцевые и касситерит-сульфидно-кварцевые.

Типичный средний минеральный состав прожилков в рудном штокверке определяется следующими содержаниями минералов (в %): кварц — 40 — 80, мусковит — 5 — 20, флюорит — 5 — 10, сфалерит — 3 — 15, пирротин — 5 — 20, арсенопирит — 1 — 5, топаз — 1 — 5, карбонаты — 1 — 2; встречаются вольфрамит, пирит и другие минералы. Большая часть касситерита приурочена к кварцевым, кварц-мусковитовым, кварц-топазовым прожилкам, значительно меньше касситерита наблюдается в кварц-полевошпат-хлоритовых прожилках. Во вмещающих породах вкрапленность касситерита практически отсутствует. По данным термобарогеохимии (А. Кокорин, П. Коростелев), отложение руд происходило при понижении температуры от 470 до 100 °С и перепаде давления от 6,5 до $2,5 \cdot 10^7$ Па. Касситерит отлагался в интервале температур 400 — 300 °С.

Рудные штокверки сопровождаются интенсивно проявленной турмалинизацией вмещающих пород, наложенной на контактово-метаморфические ассоциации и предшествующей формированию продуктивных ассоциаций. Кварц-турмалиновое ядро центральных частей штокверков к периферии постепенно сме-

няется зонами серицит-турмалиновых и серицит-кварцевых изменений, прослеживаемых до 500 м от центра.

Зональность штокверковых залежей выражена нечетко и обусловлена некоторым увеличением содержания олова в центральной части и постепенной сменой касситерит-вольфрамитовых ассоциаций сульфидными и затем сульфидно-карбонатными. На месторождении выделяются два типа руд — первичные и окисленные (в соотношении 0,9:0,1), которые по технологическим свойствам практически не различаются благодаря устойчивости касситерита в зоне окисления. Кроме олова в рудах содержится вольфрам, реже — медь и цинк.

Депутатское месторождение — представитель касситерит-силикатной формации, находится в Якутии в пределах западной части Полоусного мегасинклинория. Синклинорий сложен юрскими терригенными толщами общей мощностью около 5 км, согласно залегающими на отложениях верхнего триаса. Месторождение расположено в надинтрузивной зоне позднеюрского гранитоидного массива (143 — 135 млн лет) площадью в сотни квадратных километров. Один небольшой выступ гранитоидов обнажается в пределах рудного района, другой, контролирующий положение месторождения, по результатам бурения и геофизическим данным, залегает на глубине от 300 до 800 — 1200 м. Площадь его составляет около 50 км^2. Широко развиты послегранитные дайки диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов, андезито-дацитов, липаритов. По определениям их абсолютный возраст колеблется от 128 до 70 млн лет.

Верхнеюрские песчаники и алевролиты на участке месторождения залегают относительно полого, образуя крыло крупной складки.

В центральной части рудного поля в результате интенсивного контактового метаморфизма образовались двуслюдяные и андалузитсодержащие биотит-кварцевые роговики. По апофизам гранитов и роговикам развиты кварц-мусковитовые, кварц-топазовые и кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом, арсенопиритом, вольфрамитом и флюоритом. Зерна интенсивно метаморфизованных пород окружены ме-

нее измененными окварцованными, хлоритизированными, серицитизированными породами, в которых иногда наблюдаются новообразования андалузита, кордиерита, аксинита. В периферических частях рудного поля развиты слабая серицитизация, окварцевание, пиритизация. В Депутатском месторождении сосредоточено 13% российских запасов олова, среднее содержание — 1,11%.

На месторождении известно около 150 рудных тел, среди которых выделяются жилы, линейно-вытянутые штокверкоподобные зоны и минерализованные зоны дробления; часто наблюдаются комбинации перечисленных типов. Рудные тела характеризуются преимущественно широтным простиранием и крутым падением, их протяженность колеблется от десятков до многих сотен метров, мощность жильных тел редко превышает 1 м, мощность зон дробления часто достигает 10 м и более (рис. 59). Количество и мощность рудных тел с глубиной резко уменьшаются, наиболее богатая минерализация отмечается в средних участках, где интенсивнее проявляется раздробленность пород и увеличивается мощность. От центральных частей к флангам, по направлениям падения и восстания, уменьшаются содержания олова, а руды переходят в сульфидные разности. В участках изменения простираний наблюдаются рудные столбы.

Главные минералы руд — касситерит, пирротин, кварц, турмалин, хлорит, второстепенные — халькопирит, сфалерит, пирит, манганосидерит, сидерит, анкерит, марказит, флюорит, кальцит, реже встречаются — арсенопирит, галенит, серицит, вольфрамит, топаз, блеклые руды и др.

На Депутатском месторождении проявлена весьма характерная зональность: в центральной части развиты оловоносные грейзены, сменяющиеся к поверхности зоной касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил с флюоритом и карбонатами. Далее следует зона касситерит-хлорит-сульфидного оруденения и, наконец, по периферии рудного поля локализованы разобщенные, практически безоловянные галенит-сфалеритовые месторождения. Указанную зональность связывают с проявлениями различных этапов формирования месторождения.

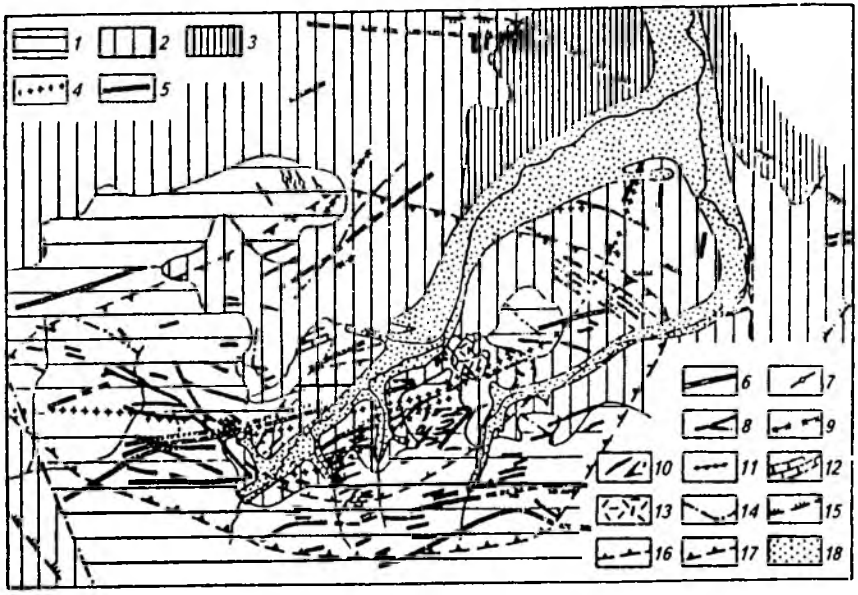


Рис. 59. Схема структуры Депутатского месторождения (по И. Некрасову, И. Ерофееву и И. Иванову, с дополнениями Б. Флерова)
1–3 — отложения верхней юры: 1 — верхняя свита — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, 2 — средняя свита — преобладание полимиктовых и известковистых песчаников, 3 — нижняя свита — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 4–12 — жильные породы и рудные образования: 4 — кварцевые порфиры, 5 — диоритовые порфириты, андезиты, диабазы и лампрофиры, 6 — кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом, 7 — кальцитовые жилы с бедной вкрапленностью сульфидов, 8 — касситерит-хлорит-сульфидные жилы, 9 — касситерит-хлорит-кварцевые жилы, 10 — касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом и штокверковые зоны, 11 — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, 12 — аксинитовые скарноиды; 13 — площадь распространения грейзенов; 14 — разрывные нарушения; 15–16 — граница зоны распространения: кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом, 16 — касситерит-хлорит-сульфидных и касситерит-хлорит-кварцевых жил; 17 — тоже для касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом; 18 — оловоносные россыпи

Проведенные Б. Флеровым и Л. Леоновым палеореконструкции позволили установить, что гранитный массив формировался на глубине 2100 м, а апофизы его достигали глубин 5750 м от палеоповерхности. Верхняя граница оруденения касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил находилась на глубине 1400—1500 м от палеоповерхности, касситерит-хлорит-сульфидных — на 1300—1500 м, галенит-сфалеритовых — 1800—1900 м. Вертикальный интервал оруденения составляет соответственно 600, 700 и 500 м.

На месторождении развита зона окисления глубиной до 400 м и более. В верхней части зоны развиты ярозит-лимонитовые руды, в нижней, в области многолетней мерзлоты, выделяются (сверху вниз) фиброферритовая, мелантеритовая, дисульфидная (марказит-мельниковитовая) подзоны. Преобладающая часть запасов заключена в окисленных рудах.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Относятся к сульфосольно-сульфидному типу касситерит-сульфидной рудной формации. Руды этих месторождений отличаются не просто содержанием сульфидов (что свойственно и месторождениям силикатной группы, в которой выделяется многосульфидный тип), но широким развитием сульфидных и сульфосольных минералов олова. От 30—40 до 70% общего количества олова находится в форме сульфидов и сульфосолей.

Месторождения связаны с вулкано-плутоническими и вулканогенными формациями, а в пределах формаций — с кислыми и умеренно кислыми комплексами риолитового, риолит-дацитового и дацитового составов, обогащенными калием. Месторождения относятся преимущественно к альпийской и отчасти киммерийской металлогеническим эпохам.

В России известны лишь мелкие и средние месторождения этого типа, приуроченные к поднятиям в периферических частях Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Крупные месторождения боливийского типа размещаются в неогеновых вулканических поясах. Они заключают в себе 12,8% общих запасов олова и обеспечивают 4,8% добычи. Отличительные черты боливийских месторождений: приуроченность к жерловым зонам эроди-

рованных вулканов, выполненных штоками кварцевых порфиров субвулканического облика или трубками вулканических брекчий; интенсивное развитие гидротермальных изменений, внутренние зоны которых, охватывающие жерловые породы, представлены кварц-турмалиновыми метасоматитами. Вмещающие породы серицитизированы, а на большем удалении — хлоритизированы.

Рудные тела представлены жилами, часто ветвящимися, оруденелыми зонами дробления, штокверками. Руды сложные, комплексные, наряду с оловом из них извлекаются серебро, свинец, цинк, медь, висмут. Содержание окисного олова 0,3—0,4%, сульфидного — 0,1—0,2%. Главные минералы руд — касситерит (иногда деревянистое олово), станнин, висмутин, арсенопирит, пирротин, жильные — кварц, турмалин, серицит. Второстепенные минералы — франкеит, вольфрамит, халькопирит, галенит, сфалерит, пираргирит, аргентит, буланжерит, джемсонит, самородное серебро, а также каолинит, диккит, опал, флюорит, барит, халцедон. Минерализация наблюдается в кварцевых жилах. Так, в рудах месторождения Потоси содержание олова составляло 1—1,2%. Вкрапленные руды в порфиритах и брекчиях содержат значительные запасы олова при низком содержании. Структурные особенности месторождений, штокверковый характер рудной минерализации, зональность позволяют сопоставлять их с медно-порфировыми месторождениями (Р. Г. Силлитое, К. Хальс, Дж. Грант).

Рудообразование происходило в условиях субвулканических глубин (от 100—200 до 700—800 м от поверхности) при быстром падении температур минералообразования (360—160°С) и широком участии метеорных вод в рудном процессе. Месторождениям свойственна отчетливо проявленная зональность: на нижних горизонтах, в центральных частях месторождений развито касситерит-висмутовое, касситерит-вольфрамитовое оруденение с серебром, сменяемое в верхних частях и по периферии жилами со станнином, сульфосолями олова, галенитом, баритом, минералами серебра.

Необходимо отметить, что наряду с сульфосольно-сульфидным типом среди вулканогенных месторождений встречаются и касситерит-сульфидного типа.

Сульфосольно-сульфидные вулканогенные месторождения известны в Малом Хингане (Джалинда, Хинганское), Боливии (Льяльягуа, Чоролька, Потоси, Оруро и др.), Мексике (Дуранга, Эль-Сантин), Японии (Акенабе), Австралии (Ренисон-Белл), Китае (Малагэ).

Месторождение Льяльягуа является одним из наиболее ярких объектов оловоносного пояса Южной Боливии, в пределах которого жилы с оловом, серебром, вольфрамом, висмутом, свинцом, цинком, сурьмой, золотом связаны с вулканическими аппаратами миоценовых дацитов.

Рудное поле сложено силурийско-девонскими граувакками, песчаниками и сланцами мощностью около 2000 м. Осадочные отложения несогласно перекрыты вулканогенными образованиями дацит-риолитового состава неогенового возраста. Оруденение локализовано в штоке Сальвадоре, внедрившемся в антиклинальную складку, представляющую собой частично эродированное жерло вулкана. Шток имеет этмолитообразную форму, на поверхности его площадь составляет 1730x1050 м, а на горизонте 650 м уменьшается до 1000x700 м. Он сложен кварцевыми порфирами и их брекчиями, относящимися к андезит-риолитовой формации. Шток и вмещающие породы подверглись интенсивным изменениям — в порфирах и в особенности в брекчиях развиты кварц-турмалиновые метасоматиты, сменяющиеся серицитовыми, развитыми вокруг жерла во вмещающих породах. На большем удалении от вулканического аппарата развиты прожилковые изменения (рис. 60).

Рудные тела представлены серией крутых, часто ветвящихся жил преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания, локализованных в породах жерла. Известно несколько десятков крупных и свыше тысячи мелких жил. Кроме того, обломки и глыбы включенных в кварцевые порфиры брекчий насыщены вкрапленностью касситерита, турмалина и сульфидов. Распределение оруденения неравномерно: известны крупные рудные столбы протяженностью 400—700 м и глубиной 250—600 м; концентрация олова в них достигала 25%. Среднее содержание олова в брекчиях составляет 0,2—0,3%, а в добываемых рудах — 0,5%. Глубина формирования

месторождения составляет 800 м, при этом в жилах четко фиксируется вертикальный интервал протяженностью около 350 м, в котором наблюдается максимально высокое содержание касситерита. Характер жил меняется в зависимости от состава вмещающих пород: когда жилы уходят из кварцевых порфиров в боковые породы, касситерит исчезает, но появляются минералы серебра. Главные минералы руд — кварц, касситерит, пирротин, пирит, марказит, сидерит, второстепенные — апатит, висмутин, франкеит, арсенопирит, сфалерит, серицит, турмалин, монацит, вольфрамит, станнин, халькопирит, редкие — галенит, стибнит, тетраэдрит и др. Текстуры руд — массивные, сетчатые, брекчиевидные, полосчатые, вкрапленные, друзовые. Отчетливо выражена зональность: в центральной части на глубине 250—450 м от поверхности локализована высокотемпературная оловянная минерализация, совпадающая с кварц-турмалиновым типом изменений; вокруг нее развита сульфидная зона — пирит, сфалерит, сульфо-соли, станнин. В формировании месторождения выделяется несколько стадий, при этом общая эволюция процесса выражена в смене ранних более высокотемпературных ассоциаций кварц-висмутин-касситеритового состава последовательно пирротин-арсенопиритовой,

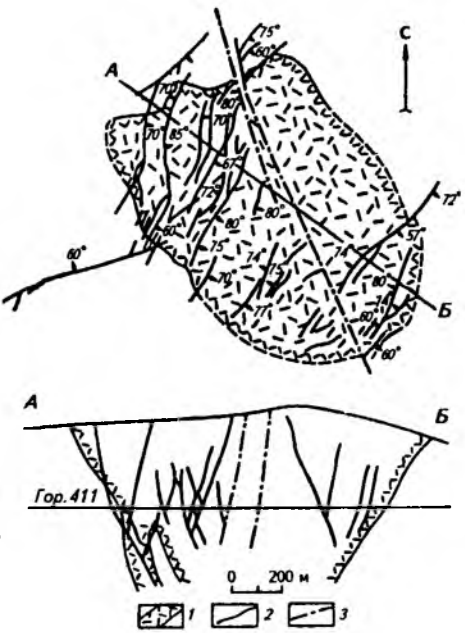


Рис. 60. План и разрез системы жил месторождения Льяльягуа, Боливия (по Ф. Тернеру)
1 — кварцевые порфиры; 2 — рудные жилы; 3 — разломы

пирит-марказитовой, сфалеритовой. Первоначально в месторождении насчитывалось 400 тыс. т олова. Ежегодная добыча достигает 4 тыс. т олова.

Месторождение Чоролька также приурочено к вулканической структуре. Жерло эродированного вулкана выполнено вулканической брекчией, имеющей трубообразную, сужающуюся с глубиной форму; площадь сечения на поверхности около 1 км^2. Предполагается, что на глубине брекчия сменяется штоком кварцевых порфиров. Интенсивно развиты гидротермальные изменения: брекчиевая трубка превращена в кварц-турмалиновую породу, по вмещающим породам у контакта с брекчией также развиты кварц-турмалиновые метасоматиты. По мере удаления от жерла в породах фиксируется постепенно убывающая серицитизация, а на периферии — хлоритизация (рис. 61). Вкрапленность касситерита отмечается по всей трубке, вертикальный размах оруденения определяется в 1 км, а максимальная концентрация приурочена к интервалу 500—800 м. Помимо вкрапленности касситерит присутствует в крутопадающих кварцевых жилах преимущественно северо-восточного простирания, иногда выходящих из жерла в вмещающие по-

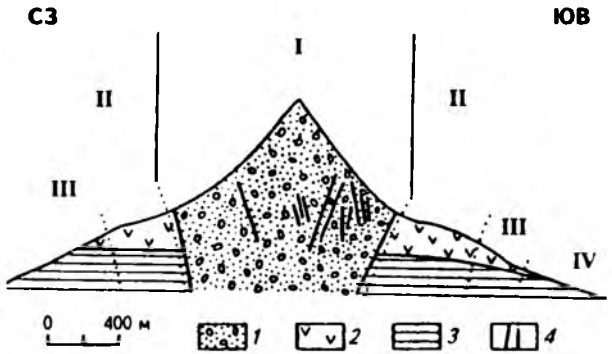


Рис. 61. Характер метасоматической зональности на месторождении Чоролька (по Р. Силлитоу и др.)
1 — брекчия; 2 — пирокласты; 3 — глинистые сланцы; 4 — главная жильная система
I — центральная зона кварц-турмалиновых метасоматитов с оловянной минерализацией; II — зоны серицитовых метасоматитов с пиритом; III — зона слабой серицитизации; IV — зона хлоритовых метасоматитов

роды, но в этом случае обедненные касситеритом. С глубиной в жилах увеличивается содержание пирита, пирротина и турмалина. Помимо пирит-касситерит-кварцевых жил на месторождении встречаются жилы с вольфрамовым и висмутовым оруденением.

Россыпные месторождения

Россыпным месторождениям принадлежит ведущая роль в запасах (58,6%) и производстве касситеритовых концентратов (75%) в зарубежных странах. На территории России промышленные россыпные месторождения немногочисленны и отличаются незначительными масштабами или низкими концентрациями касситерита; запасы этих месторождений составляют около 4% разведанных запасов олова.

Наиболее крупные россыпные месторождения известны в Бразилии, Китае, Индонезии, Малайзии, Таиланде. Содержание касситерита в них варьирует от 0,1 до 4,9, в среднем составляя 0,6 кг/м^3. Одно из крупнейших месторождений о. Банка (Индонезия) содержит 420 тыс. т олова с содержанием касситерита 0,3 кг/м^3.

Россыпные месторождения Бразилии расположены в 15 крупных оловоносных районах, суммарные подтвержденные запасы составляют 500 тыс. т при среднем содержании касситерита 1,4 кг/м^3. С 1983 г. разрабатывается крупнейшее месторождение Питинга с запасами 370 тыс. т олова при среднем содержании касситерита в песках 2 кг/м.

В Китае около 75% запасов олова сосредоточено в россыпных месторождениях, главным образом делювиально-пролювиальных, связанных со скарново-рудными месторождениями. Содержание касситерита в них от 0,3 до 4 кг/м^3, среднее — 0,5 кг/м^3. В месторождении Гэцзю заключено 400 тыс. т олова при среднем содержании касситерита 0,5 кг/м^3.

Россыпные месторождения формируются за счет разрушения коренных месторождений пегматитовых, скарновых, грейзеновых, некоторых типов сульфидно-касситеритовых и др. Наиболее благоприятны для образования россыпей штокверковые месторождения, в рудах которых касситерит отличается большей крупностью.

Выделяют элювиальные, делювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские типы россыпей касситерита.

Элювиальные россыпи

Наиболее широко развиты в странах с жарким и влажным климатом. Возникают в результате процессов химического выветривания, проникающего до глубины 200 м. В результате оруденелые породы превращаются в рыхлую массу, обогащенную зернами касситерита, содержание которого обычно увеличивается в нижних слоях. Одна из наиболее крупных элювиальных россыпей Куала-Лангат (Малайзия) представлена выветрелым до глубин 40—200 м штокверком; разведанные запасы олова составляют 100 тыс. т при среднем содержании касситерита 0,25 кг/м^3.

В зависимости от типа подвергающихся выветриванию месторождений элювиальные россыпи могут содержать колумбит, танталит, сподумен, магнетит, циркон, вольфрамит, шеелит, золото, турмалин. Элювиальные россыпи могут служить источником формирования других типов россыпей, представляя собой, таким образом, своеобразный промежуточный коллектор касситерита. Особенно важна роль таких коллекторов в формировании прибрежно-морских россыпей. В мировом производстве оловянных концентратов элювиальные россыпи имеют большое значение. В России наиболее крупные элювиальные россыпи обнаружены в Пыркакайском рудном узле на Чукотке.

Делювиальные россыпи

Обычно связаны с элювиальными и аллювиальными россыпями, являясь их переходным, промежуточным элементом. В отличие от элювиальных образований они характеризуются лучшей сортированностью материала и крайне неравномерным распределением касситерита, максимальные концентрации которого наблюдаются в нижних частях россыпи. Минеральный состав делювиальных россыпей определяется составами коренных источников.

Аллювиальные россыпи

Пользуются наиболее широким распространением, присутствуют в различных климатических зонах. Россыпи характеризуются хорошей сортированностью материала, окатанностью зерен касситерита, равномерным распределением его и приуроченностью его

к нижней, приплотиковой части песков. Среди аллювиальных россыпей выделяются долинные, русловые, террасовые. Наибольшее промышленное значение имеют долинные россыпи, в особенности древние, погребенные. Мощность продуктивных пластов изменяется от долей метра до первых десятков метров. Содержание касситерита — от 0,2 — 0,3 до 15 — 20 кг/м^3 (в узлах сопряжения основных долин с боковыми притоками), среднее содержание — 0,6 — 0,8 кг/м^3. Наряду с касситеритом в ряде случаев извлекаются ильменит, вольфрамит, монацит и другие минералы.

Наиболее крупные аллювиальные россыпи находятся в Малайзии. Почти непрерывная полоса их протягивается на 100 км, мощность промышленных пластов достигает 60 м; в качестве побочного компонента извлекается колумбит. Крупные россыпи с высоким содержанием касситерита имеются в Индонезии, Таиланде.

В России промышленные аллювиальные россыпи известны в Пыркакайском рудном узле и районе Депутатского месторождения. Касситеритовые россыпи р. Депутатской через оловоносный делювий и элювий связаны с коренными источниками. Продуктивный пласт представлен галечниками мощностью 4 — 5 м. Плотиком служит слабоволнистая поверхность коренных пород — песчаников и сланцев. Преобладает крупная фракция (3,6 — 16 мм), состоящая из сростков касситерита с турмалином, зерен кварца, обломков оруденелых пород.

На базе аллювиальных россыпей в России производится треть оловоносных концентратов. Наиболее многочисленны россыпи с запасами 100 — 300 т, но около 70% разведанных запасов сосредоточено в пяти россыпях с запасами более 10 тыс. т. Самая крупная из них россыпь руч. Тирехтях содержит 39% разведанных запасов с содержанием касситерита 927 г/м^3.

Прибрежно-морские россыпи

Россыпи касситерита пользуются широким распространением и имеют важное промышленное значение. Коренными источниками их служат штокверки, грейзеновые, скарновые месторождения, в некоторых случаях промежуточные коллекторы. Длительного пере-

носа касситерит не выдерживает, он неустойчив и при многократном переотложении. Поэтому оловосодержащие россыпи в береговой зоне сохраняются лишь при их быстром захоронении. Вследствие этого из большого разнообразия типов прибрежно-морских россыпей промышленные концентрации олова содержатся в затопленных морем россыпях древних и современных речных долин и плоских междуречий.

Крупнейшей оловоносной провинцией является Бирмано-Малайско-Индонезийский оловянный пояс, в пределах которого сосредоточены плейстоцен-голоценовые россыпи аллювиально-морского и прибрежно-морского генезиса, заключенные в морских террасах на суше и на дне современных акваторий, а также в затопленных речных долинах на удалении до 5 — 15 км от берега при глубинах до 40 — 60 м. Коренными источниками служат месторождения, связанные с мезо-кайнозойскими гранитоидными интрузиями, на которых в течение мела-палеогена были образованы мощные коры химического выветривания, а позднее формировались остаточные, аллювиально-пролювиальные и аллювиальные россыпи.

Мощность продуктивных горизонтов колеблется от 1 — 2 до 20 — 30 м при мощности вскрыши до 30 м, содержание касситерита — от сотен граммов до первых килограммов на 1 м^3.

Общие запасы олова в россыпях Индонезии оцениваются примерно в 1 млн т, столько же составляют прогнозные ресурсы. У берегов Таиланда прогнозные ресурсы оцениваются в 4 — 5 млн т, в Малайзии — 5 — 8, на шельфе Бирмы прогнозируется в россыпях около 1 млн т олова. Совместно с касситеритом добываются монацит, вольфрамит, циркон, ильменит, золото, рутил, колумбит, танталит.

Металлогения

Эндогенные месторождения олова связаны с гранитоидными массивами кислого и умеренно кислого состава, преимущественно повышенной (калиевой) щелочности, формировавшимися на средних и главным образом поздних стадиях развития складчатых областей, а также в процессе тектоно-магматической

активизации платформ и срединных массивов. Основные особенности различных типов месторождений обусловлены характером рудоносных магматических формаций. Оловоносные пегматиты формируются в гранитоидных массивах с сильным преобладанием гранитов. Касситерит-кварцевые грейзеновые месторождения связаны с гранодиорит-фанитными формациями и их поздними фазами лейкократовых аляскитовых гранатов. Месторождения касситерит-силикатного типа ассоциируют с формациями габбро-гранодиорит-гранитного состава. Вулканогенные месторождения касситерит-сульфидного типа приурочены к комплексам риолитового и дацитового состава, входящим в сложные вулкано-плутонические орогенные формации.

Месторождения олова формировались в большом интервале геологической истории — от протерозоя до позднего неогена, при этом их количество и запасы возрастали. В докембрии формировались пегматитовые и скарновые месторождения. Более широкое развитие грейзеновых, плутоногенных гидротермальных и скарновых месторождений отмечается в герцинскую эпоху. Максимальное проявление гидротермального оруденения относится к позднему мезозою и раннему кайнозою. В альпийскую и современную эпоху возникали и россыпные месторождения стран Юго-Восточной Азии.

Наиболее крупные оловоносные площади сосредоточены в пределах Тихоокеанского пояса, особенно в его Австрало-Азиатской ветви, где они, сменяя друг друга, почти непрерывно прослеживаются на 18 тыс. км. К их числу относятся российские участки пояса — Верхоянно-Чукотская и Сихотэ-Алинская складчатые области. Бирмано-Малайский оловоносный металлогенический пояс прослеживается почти на 2000 км при ширине около 100 км. Его продолжением служит Индонезийский пояс, совпадающий с полосой развития мезозойских двуслюдяных и биотитовых гранитов. Оловоносные площади Китая и Монголии приурочены к областям активизации Китайской древней платформы и герцинид Монголо-Охотского пояса. В крайней юго-западной части Тихоокеанского пояса находится герцинская складчатая зона Австралийских Альп. В американской ветви

наиболее крупным является Боливийский оловоносный пояс, протягивающийся на 800 км при максимальной ширине 80 км вдоль верхнепалеозойской складчатой области Восточных Кордильер.

В пределах Средиземноморского подвижного пояса наиболее крупные оловоносные площади расположены в восточной части, где он смыкается с Тихоокеанским поясом, а также в европейском секторе — в пределах древних консолидированных массивов, охваченных верхнепалеозойской активизацией.

Кроме двух глобальных поясов оловорудная минерализация известна в пределах Атлантического пояса, а также на щитах и древних платформах — Африканской, Австралийской, Бразильской.

■ ВОЛЬФРАМ

Открыт в виде соединения WO_3 в 1781 г., впервые выделен в 1801 г., а промышленное использование его для легирования сталей началось с конца XIX в. Присадка вольфрама к стали (от 1 до 20%) повышает ее твердость, прочность, тугоплавкость. Поэтому он применяется в производстве специальных сталей — быстрорежущих, инструментальных, штамповых, магнитных, а также в изготовлении брони, оружия и снарядов. Недаром в середине XX в. считалось, что производство вольфрама стимулируется войной. Вольфрам в сочетании с хромом, никелем, кобальтом используется для изготовления жаропрочных и сверхтвердых сплавов — победитов, карбидов, боридов. Помимо этого, вольфрам в чистом виде или в безуглеродистых сплавах используется при изготовлении нитей накаливания, радиоламп и т. д. Около 70% ежегодно производимого вольфрама используется в форме карбида вольфрама для изготовления сверхтвердых сплавов, 20—23% — для производства спецсталей, 10—17% — в электротехнической и электронной отраслях промышленности, а также в производстве красителей и химических препаратов.

Общие запасы вольфрама в 30 странах мира оцениваются в 6,8 млн т, разведанные запасы составляют 3,0 млн т. Ежегодное производство вольфрамовых концентратов в последние годы снизилось от 50 до 35 тыс. т. Наиболее крупные запасы находятся в Китае, Казах-

стане, Канаде, США, Боливии, Южной Корее и Великобритании. Россия занимает третье место по запасам вольфрама. Уникальные коренные месторождения содержат запасы более 250 тыс. т WO_3 (Санг-Донг в Южной Корее, Панаскуейра в Португалии), крупные — 250 — 100 тыс. т, средние — 100 — 15 тыс. т, мелкие — менее 15 тыс. т. Богатые руды содержат более 1% WO_3, рядовые — 1 — 0,3%, бедные — 0,3 — 0,1%, убогие — менее 0,1%. В россыпях содержание WO_3 должно быть не ниже 300 — 200 г/м^3. Основными производителями вольфрамовых концентратов являются Китай, Россия, Австрия. Цена за 1% WO_3 в концентрате колеблется от 48 до 85 долл. Крупнейшие потребители вольфрама — США, Германия, Австрия, Япония.

Геохимия и минералогия

Кларк вольфрама $1{,}3 \cdot 10^{-4}$%, колебания его в магматических породах незначительны: в ультраосновных он снижается до $1 \cdot 10^{-5}$%, в кислых повышается — $1{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Эндогенные концентрации вольфрама связаны с коревыми гранитными магмами, характеризующимися перенасыщенностью глиноземом, высокой кислотностью, повышенными содержаниями олова, фтора, бора. Вольфрам легко образует летучие соединения с фтором, хлором, бором, накапливается в продуктах остаточной кристаллизации и выносится газогидротермальными умеренно кислыми растворами. Устойчивость минералов вольфрама в экзогенных условиях определяет возможность формирования россыпных месторождений. Накопление вольфрама фиксируется и в осадочном процессе. Повышенные концентрации его отмечаются в континентальных отложениях — каменных углях и рапе соляных озер, в морских терригенных, иногда карбонатных отложениях, обогащенных железом, марганцем и углистым веществом. Регенерация первично-осадочной рассеянной минерализации при метаморфизме обусловливает возникновение стратиформных руд.

Основное промышленное значение среди минералов вольфрама имеют вольфрамит (Mn, Fe)WO_4 (76,5% WO_3), ферберит $FeWO_4$ (76,3), гюбнерит $MnWO_4$ (7,6) и шеелит $CaWO_4$ (80,6). На вольфрамит и гюбнерит приходится 75% мировой добычи, на шеелит — около 25%.

Благодаря устойчивости вольфрамовых минералов зона окисления на месторождениях обычно выражена нечетко и характеризуется присутствием тунгстита H_2WO_4 или ферритунгстита $Fe_2WO_4(OH)_4 \cdot 4H_2O$, не извлекающимися при обогащении руд. Сопутствующие компоненты в рудах вольфрамовых месторождений — олово, молибден, висмут, медь, золото, серебро, цинк, свинец, мышьяк, сурьма и др.

Руды коренных месторождений подразделяются на два типа: кварц-вольфрамитовые и скарновые шеелитовые. Первые состоят из кварца (содержание которого иногда достигает 95%) и вольфрамита, кроме того, содержат касситерит, шеелит, берилл, молибденит, халькопирит. Из нерудных минералов обычными являются полевые шпаты, слюды, топаз, флюорит, халцедон. Руды легко обогатимы, содержание WO_3 — 1 — 2%.

Скарновые шеелитовые руды содержат помимо шеелита молибденит, сульфиды, нерудные минералы представлены гранатом, пироксеном, волластонитом, диопсидом, везувианом, скаполитом. В промышленных количествах присутствуют примеси висмута, золота, меди, реже бериллия. Наряду с легко обогатимыми встречаются сложные для обогащения мелковкрапленные и комплексные руды, они содержат 0,3 — 1,5% WO_3, 0,1 — 0,2% Mo. Вольфрамовые руды обогащаются мокрой гравитацией (извлечение в зависимости от крупности зерен 62 — 85%), шеелитовые — флотационным способом (85 — 90%) или гравитационно-флотационным методом. Товарные концентраты содержат 55 — 70% WO_3. В них лимитируется содержание фосфора, серы, мышьяка, олова, меди.

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений вольфрама выделяются следующие типы: скарновый, грейзеновый, гидротермальный плутоногенный, гидротермальный вулканогенный, стратиформный, россыпной.

Скарновые месторождения

Эти месторождения вольфрама связаны с умеренно кислыми гранитоидными формациями поздних стадий геосинклинального развития. Наиболее благопри-

ятными вмещающими породами являются терригенно-карбонатные отложения. Возраст месторождений преимущественно позднепалеозойский и мезозойский. Рудные тела приурочены к известковым скарнам, развивающимся вдоль интрузивных контактов, проникающим на значительные расстояния в слоистые толщи осадочных пород, реже локализованным среди гранитоидов. В зависимости от характера контакта интрузива с вмещающими породами, направления слоистости в них, развития складчатых и разрывных деформаций рудные тела имеют форму пластообразных залежей, линз, гнезд и т. д. Протяженность рудных тел измеряется сотнями метров, иногда достигает первых километров, по падению они прослеживаются на несколько десятков, иногда сотен метров при мощности от 1 — 2 до 50 м (рис. 62).

Рудная минерализация локализована внутри зон скарнирования в пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах. Руды скарновых месторождений характеризуются комплексным составом, среди них выделяются олово-вольфрамовый, молибден-вольфрамовый и полиметаллически-вольфрамовый типы. Кроме вольфрама, олова и молибдена в рудах в промышленных количествах содержатся бериллий, золото, медь. Главные рудные минералы — шеелит, молибденит, молибдошеелит, касситерит, в меньших количествах присутствуют магнетит, пирит, пирротин, висмутин, вольфрамит, халькопирит, сфалерит, галенит. Из нерудных наибольшим распространением пользуются гранат, пироксен, плагиоклаз, кварц, а также эпидот, хлорит, карбонаты.

В процессе формирования руд проявлена закономерная смена последовательно возникающих минеральных ассоциаций: ранние высокотемпературные (600 — 210 °С) скарновые пироксен-гранатовые ассоциации с шеелитом сменяются кварц-сульфидными (450 — 110 °С), также содержащими поздний шеелит и затем поздними низкотемпературными (130 — 80 °С) безрудными кварц-кальцитовыми ассоциациями.

Скарновые шеелитовые месторождения имеют важное промышленное значение, в них сосредоточено около 25,6% запасов вольфрама, добыча составляет почти 32%. Однако вполне вероятно, что роль этой

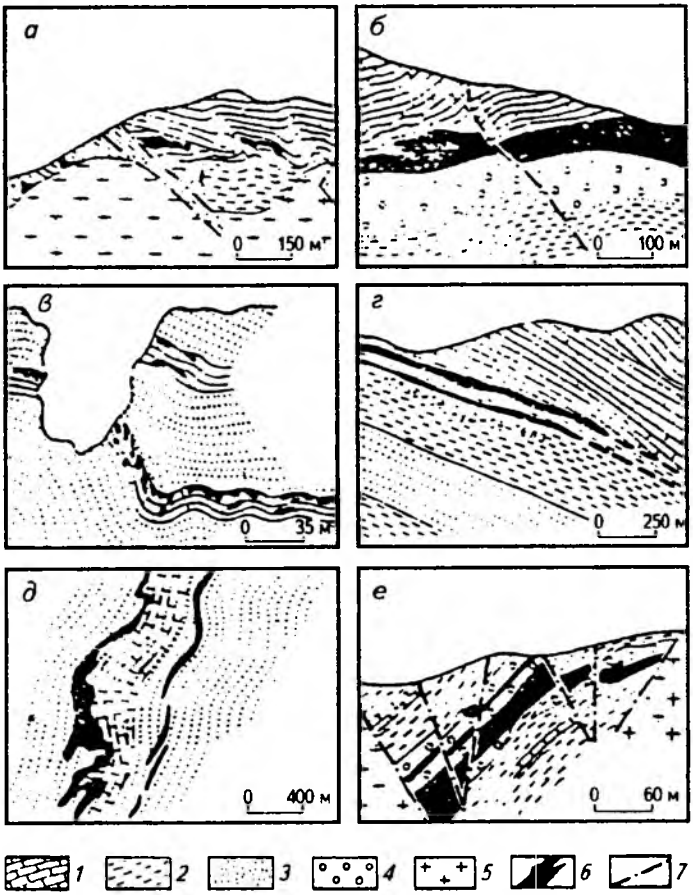


Рис. 62. Геологическое положение и морфология шеелитоносных залежей главнейших скарновых месторождений мира

а — Эмеральд-Финн и Доджер в районе Айрон-Маунтин, Канада (по К. Ренни, Т. Смиту); б — Флат-Ривер, Канада (по Л. Уайту); в — Главная залежь месторождения Куихаба, Бразилия (по Х. Путцеру); г — Сандон, Южная Корея (по Янг Вон Джону); д — Брежу, Бразилия (по Х. Путцеру); е — Кинг-Айленд, Австралия (по К. Найту, П. Нею) 1 — известняки и доломиты; 2 — сланцы и аргиллиты; 3 — кварциты; 4 — роговики; 5 — гранитоиды; 6 — залежи шеелитоносных скарнов; 7 — тектонические нарушения

группы месторождений несколько завышена, так как в нее включены метаморфогенные стратиформные месторождения, которые по составу руд близки к скарновым.

Наиболее известные скарновые месторождения вольфрама находятся в Приморье (Восток-II), на Кавказе (Тырныауз), в Средней Азии (Лянгар, Ингичке, Чорух-Дайрон), Китае (Хуанподи, Илю), Канаде (Магтунг, Эмеральд-Фини), США (Милл-Сити, Пайн-Крик).

Месторождение Восток-II находится в Северном Приморье. Рудное поле сложено верхнепермско-верхнетриасовыми толщами алевролитов и песчаников с горизонтами известняков и основных эффузивов, смятыми в складки и прорванными небольшими массивами гранитоидов и многочисленными дайками.

Месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров, прорывающему северо-западное крыло синклинальной складки. Вмещающие породы имеют северовосточное простирание и крутое (50—88°) падение на северо-запад. Они представлены песчаниками, кварцитами, роговиками, мергелистыми известняками. Главное рудное тело и сопровождающие его субпараллельные тела имеют пластовую форму и располагаются согласно с вмещающими породами (рис. 63). Рудная залежь прослеживается по простиранию более чем на 600 м. В главном рудном теле выделяются два типа руд — шеелит-кварцевые и шеелит-сульфидные. Основную роль играют шеелит-сульфидные руды, представленные шеелит-пирротиновым и шеелит-пирротин-скарновым подтипами.

Шеелит-кварцевые руды имеют небольшое распространение, но отличаются высоким содержанием вольфрама; по минеральному составу они подразделяются на два подтипа: первый — шеелит-апатит-кварцевые и шеелит-мусковит-кварцевые руды, иногда с пирротином, халькопиритом, самородным висмутом и висмутином; второй — образуется в результате метасоматического замещения гранитов. Шеелит-сульфидные руды на 70—80% сложены пирротином, помимо которого в них встречаются арсенопирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, самородный висмут, золото, серебро, вольфрамит, станнин; нерудные минералы

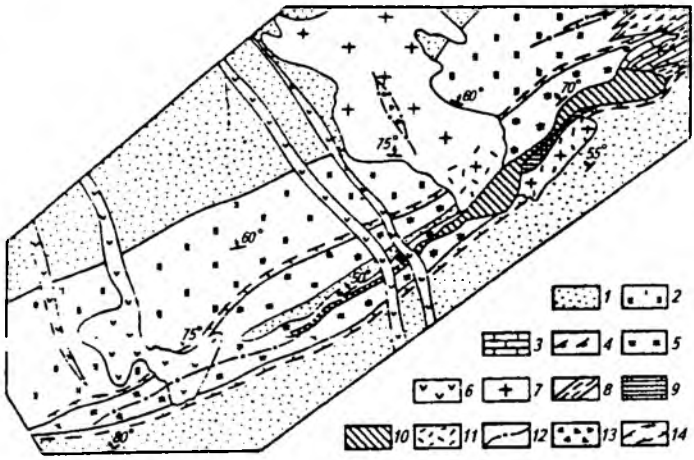


Рис. 63. Схема геологического строения месторождения Восток-II (по А. Н. Ивахину, с дополнениями Б. С. Чернова)
1 — песчаники; 2 — кремнистые породы; 3 — известняки; 4 — спессартиты; 5 — роговики; 6 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты; 7 — гранодиориты, плагиограниты; 8 — скарны; 9 — шеелит-кварцевые руды; 10 — шеелит-сульфидные руды; 11 — грейзенизация; 12 — разломы; 13 — зоны брекчий; 14 — границы рудовмещающего горизонта

представлены пироксенами, актинолитом, апатитом, кварцем. Основной рудный минерал — шеелит. Руды скарнового типа, характеризующиеся повышенными содержаниями пироксена и актинолита, составляют не более 8% от общего объема руд и заключают в себе не более 5% запасов вольфрама. Рудам свойственна массивная текстура, реже встречаются брекчиевые, прожилковые и полосчатые руды.

Длительный процесс формирования месторождения начался по-видимому с образования скарнов, с которыми шеелитовое оруденение не связано, затем была отложена основная масса кварц-шеелитовых руд, когда получили широкое развитие процессы грейзенизации. Сульфидные руды представляют собой более поздние образования, поскольку отчетливо накладываются на скарны и кварц-шеелитовые руды. Завершился рудный процесс развитием кварц-кальцитовой минерализации.

Грейзеновые месторождения

Грейзеновые месторождения вольфрама по обстановкам формирования, условиям локализации подобны соответствующим месторождениям олова и молибдена, с которыми по существу образуют единый эволюционный ряд. Они генетически связаны с кислыми и ультракислыми лейкократовыми гранитами, обогащенными летучими компонентами, фтором, бором, иногда калием и редкими щелочами. Рудоносные интрузивные породы относятся к поздним этапам формирования многофазных плутонов, типичных для этапов орогенной и послеорогенной активизации. Главные эпохи формирования месторождений — позднегерцинская и альпийская (300 — 80 млн лет). Оруденение приурочено к выступам, куполам и гребням лейкогранитов и может быть локализовано как в самих куполах, проникая в них на 300 — 500 м, так и в ороговикованных породах кровли на расстоянии до 1200 — 1500 м от контакта с гранитами. Рудные тела имеют форму штоков, штокверков, реже жил или жильных зон. Последние прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров и до 300 — 500 м на глубину при мощности 0,3 — 0,5 м, реже до 1 м. Диапазон оруденения обычно составляет 300 — 500 м. Вмещающие оруденение породы грейзенизированы, наибольшим развитием пользуются кварц-топазовые, кварц-слюдистые, кварцевые грейзены.

В большинстве случаев месторождения имеют комплексный состав руд — олово-вольфрамовый, молибден-вольфрамовый. Главные минералы руд — вольфрамит, касситерит, молибденит. В различных типах в переменных количествах присутствуют магнетит, пирит, пирротин, арсенопирит, шеелит, висмутин, халькозин, сфалерит, галенит. Жильные минералы представлены кварцем, слюдами, плагиоклазом, микроклином, турмалином, топазом, флюоритом. Помимо олова и молибдена попутными компонентами руд, имеющими промышленное значение, являются висмут, ниобий, тантал, бериллий, золото.

Эволюция процессов рудообразования на грейзеновых месторождениях вольфрама выражена в формировании ранних грейзеновых ассоциаций с вольф-

рамом, молибденом, оловом, смене их сначала кварцево-вольфрамовой минерализацией, затем сульфидной и в завершение послерудной кварцево-карбонатной. Температурный интервал рудоотложения оценивается в 540 – 300 °С.

Стандартная схема зональности грейзеновых месторождений определяется уменьшением с глубиной вольфрама и молибдена, увеличением олова, а также возрастанием роли кварцево-слюдистых ассоциаций, по сравнению с топазовыми.

Грейзеновые месторождения играют существенную роль в балансе запасов вольфрама (до 60%), но обеспечивают всего 6% добычи. К числу наиболее известных районов их локализации относятся Забайкалье (Спокойнинское), Казахстан (Акчатау, Кара-Оба), Рудные горы Чехии и Германии (Циновец, Крупка и др.), Монголия (Югодзыр), Китай (Синь-Хуаншань), Австралия (Вольфрам Кемп).

Месторождение Циновец (Циннвальд) расположено на границе Чехии и Германии; открыто и отрабатывается с конца XIV в.

По геологической обстановке месторождение подобно расположенному в 20 км к югу месторождению Альтенберг и достаточно типично для Рудных гор. Месторождение приурочено к небольшому гранитному штоку (1,45х0,3 км), являющемуся выступом Рудногорского плутона. Шток сложен среднезернистыми гранитами и гранит-порфирами, вмещающими породами являются теплицкие кварцевые порфиры пермского возраста. На контакте гранитов и кварцевых порфиров наблюдается пегматоидная зона (шток-шайдер) мощностью до 1 – 1,5 м. Все разновидности гранитоидов, слагающих шток, подверглись интенсивному изменению, особенно в купольной части — они грейзенизированы, в них развиты калишпатизация, флюоритизация, карбонатизация и другие преобразования.

Промышленное оловянно-вольфрамовое оруденение представлено двумя типами рудных тел: кварц-циннвальдитовыми жилами с касситеритом и вольфрамитом и мощными телами грейзенов. С обоими типами ассоциирует литиевая минерализация. Жилы приурочены к самой верхней части купола, характери-

зуются пологим залеганием, ориентированы почти параллельно контакту гранитоидов, мощность их составляет 0,3 — 0,5 м (рис. 64). В западной части месторождения известны и крутопадающие жилы. Как в тех, так и в других содержания олова и вольфрама заметно снижаются с глубиной. В верхних горизонтах жильных свит вольфрамит преобладает над касситеритом. Эти рудные тела к настоящему времени практически отработаны.

Грейзеновые тела располагаются на 50 — 80 м ниже свиты пологозалегающих жил, представляют собой также преимущественно пологие, параллельные верхней границе штока тела. Мощность их изменяется от долей метра до первых десятков метров, протяженность на глубину до сотен метров. Грейзеновые тела содержат большую часть запасов месторождения. Среди грейзенов выделяются мономинеральные — кварцевые, циннвальдитовые и топазовые, обычно не несущие промышленных скоплений олова и вольфрама, и комплексные — кварц-циннвальдитовые, топаз-циннвальдитовые, кварц-топазовые, кварц-циннвальдит-серицитовые. Промышленное оруденение локали-

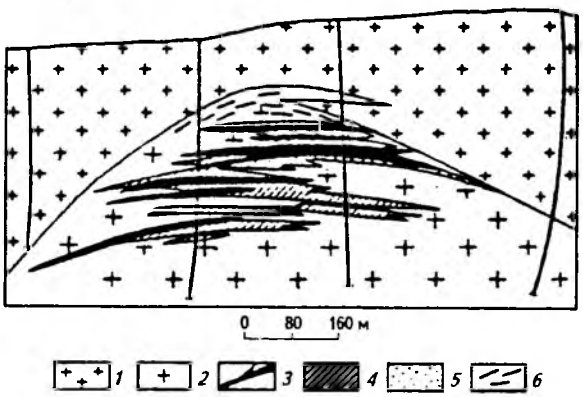


Рис. 64. Смена по восстанию грейзеновых зон жильными телами на вольфрам-оловянном месторождении Циновец (по И. Янечка и М. Штемироку)
1 — кварцевые порфиры; 2 — шток гранит-порфиров; 3 — грейзены с повышенным содержанием олова; 4 — слабо оруденелый грейзен; 5 — оловоносный грейзен; 6 — кварцево-рудные жилы

зовано главным образом в кварц-циннвальдитовых грейзенах и частично в грейзенизированных и альбитизированных гранитах. Распределение оруденения весьма неравномерное. Помимо касситерита и вольфрамита в рудах в подчиненном количестве присутствует шеелит, незначительно развиты арсенопирит, халькопирит, станнин, сфалерит, галенит, висмутин, пирит, из жильных минералов — кварц, циннвальдит, топаз, альбит, флюорит, калиевый полевой шпат, серицит, диккит и каолинит. Общий размах оруденения составляет около 500 м. Соотношение между оловом и вольфрамом изменяется от 1:1 — 2:1 на поверхности до 4:1 — 5:1 на глубине 200 — 500 м, при этом содержание олова с глубиной практически не изменяется. Считается, что процесс формирования месторождения был длительным и многостадийным.

Гидротермальные плутоногенные месторождения

По составу руд, условиям локализации тесно связаны с грейзеновыми месторождениями. В отличие от последних они располагаются на большем удалении от куполовидных выступов рудоносных интрузивов. Нередко грейзеновое и собственно гидротермальное плутоногенное оруденения совмещаются в одном месторождении, будучи связанными постепенными переходами, поэтому они могут рассматриваться как продукты одного процесса, проявившегося в различных фациальных условиях.

Рудные тела представлены штокверковыми зонами, чаще жилами, жильными сериями. Протяженность жил составляет десятки и сотни метров, а их свиты прослеживаются на несколько километров. Средняя мощность — 0,5 — 1 м, глубина по падению — 300 — 500 м, иногда до 800 м. Размеры штокверков в поперечнике — от 400 — 500 до 1000 м.

Руды характеризуются комплексным составом, среди них выделяются кварц-вольфрамитовые, кварц-гюбнеритовые, касситерит-вольфрамитовые, кварц-шеелитовые, кварц-сульфидно-вольфрамит-гюбнеритовые.

Главные минералы руд — вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит, висмутин, в меньшем количестве — пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит,

сфалерит, галенит. Жилы и прожилки сложены в основном кварцем, которому сопутствуют турмалин, плагиоклаз, мусковит, микроклин, топаз, флюорит, апатит, карбонаты. Вмещающие породы грейзенизированы, в них развиты участки турмалинизации, окварцевания, березитизации. Минералообразование развивается в интервале температур 380 — 100 °С и характеризуется закономерной сменой кварц-вольфрамитовых ассоциаций сульфидной, кварц-флюоритовой и послерудной карбонатной. Этот ряд характеризует и зональность месторождений как вертикальную, так и горизонтальную концентрическую, свойственную штокверкам.

Плутоногенные месторождения пользуются широким распространением, по масштабам они относятся к средним и крупным. В жильных месторождениях находится около 15% разведанных запасов, что обеспечивает более 50% добычи вольфрама. Наиболее известные месторождения находятся на Чукотке (Иультин), в Забайкалье (Холтосон, Бом-Горхон, Букука), Казахстане (Богуты), Португалии (Панаскуэйра), Великобритании (Корнуол), Франции (Бельфор), Канаде (Ред-Роуз), Австралии (Хабертон) и других странах.

Месторождение Иультин находится на Чукотке, в пределах Экеотапской горной гряды. Приурочено к осевой части Чукотской антиклинальной зоны; основным структурным элементом района является Иультинская антиклинальная складка. Район месторождения сложен осадочно-метаморфическими и терригенными комплексами среднего палеозоя-мезозоя, прорванными разновозрастными интрузивными образованиями основного и кислого состава. В основании разреза залегают кристаллические сланцы и мраморизованные известняки осадочно-метаморфической толщи нижнего карбона. На них несогласно залегают верхнепермские, а затем триасовые песчано-сланцевые отложения. Наиболее древними интрузивными образованиями являются триасовые пластовые интрузии габбро, превращенные в ортоамфиболиты. В восточной части района расположен раннемеловой Прово-Иультинский массив гранодиоритов и сопровождающая его жильная серия. В западной части среди осадочных образований эрозией вскрыты отдельные

части позднемелового рудоносного Иультинского гранитного массива. Последний сложен равномерно-зернистыми биотитовыми гранитами в центральной части и порфировидными биотитовыми плагиогранитами в периферической зоне. В пределах месторождения кровля массива находится на глубине 300—370 м от поверхности.

Месторождение расположено на северном крыле Иультинской складки, которое имеет северозападное простирание, дугообразную в плане форму, осложнено более мелкой складчатостью и разрывными нарушениями — взбросами и сбросами субширотного направления и секущими их поперечными взбросами.

В надкупольной зоне массива среди ороговикованных песчаников, сланцев и конгломератов верхнепермского возраста развиты рудные жилы, сложенные кварцем, мусковитом с присутствием в небольших количествах топаза, альбита, флюорита и других минералов. Протяженность отдельных жил по простиранию не превышает 100—150 м, по падению — 50—70 м, мощность их составляет 0,3—1 м (рис. 65).

В качестве рудных тел выделяются группы сближенных кулисообразно расположенных жил. Протяженность таких тел (на месторождении выявлено более 100) достигает 1250 м, по падению они прослеживаются от десятков до 330 м.

Из рудных минералов в жилах содержатся вольфрамит и касситерит, имеющие промышленное значение, в небольших количествах встречаются халькопирит, пирит, пирротин, редко шеелит. Присутствует в рудах арсенопирит, являющийся «вредной» примесью. Все промышленное оруденение локализовано в терригенных породах кровли массива; рудные жилы, попадая в граниты, быстро уменьшаются в мощности и становятся непромышленными. Между оловом и вольфрамом наблюдается обратная корреляция, причем олово тяготеет к кровле гранитного массива. Околожильные изменения вмещающих пород развиты слабо и выражены окварцеванием, серицитизацией, турмалинизацией, сульфидизацией. До глубины около 60 м на месторождении развита зона окисления, в которой главную роль играют сульфиды меди и же-

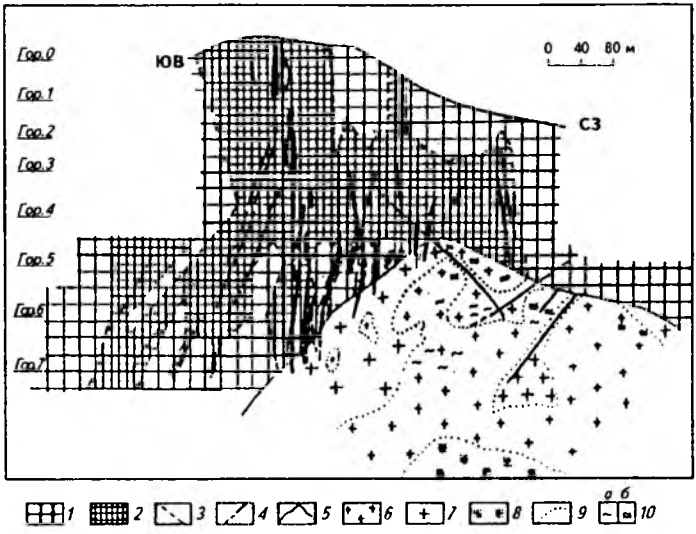


Рис. 65. Схематический геолого-петрографический разрез Иультинского месторождения (по Д. Дудкинскому и др., 1994)

1 — зона гидротермальных изменений; 2 — околорудного метасоматоза; 3 — границы метасоматических зон; 4 — рудные тела; 5 — граница штока; 6–8 — лейкограниты: 6 — мелко- и среднезернистые резкопорфировидные, 7 — средне- и равномерно-зернистые, 8 — мелкозернистые порфировидные биотитовые; 9 — границы фациальных разновидностей; 10 — умеренная (а) и интенсивная (б) грейзенизация в лейкогранитах

леза, скородит, тунгстит, ферритунгстит, реже лимонит и самородная сера.

Холтосонское жильное вольфрамовое месторождение находится в Бурятии, в отрогах Джидинского хребта. Вместе с группой рудных вольфрамитовых (Инкурское), молибденовых (Первомайское), россыпных вольфрамовых месторождений оно расположено в пределах Джидинского рудного поля. Последнее приурочено к области тектоно-магматической активизации палеозойских комплексов Забайкалья и тяготеет к зоне сопряжения двух глубинных разломов, рассекающих мощную толщу нижнекембрийских отложений. Относящиеся к ней измененные

плагиоклазовые и щелочные порфириты, их туфы, метаморфические сланцы, туфопесчаники и известняки развиты в восточной части рудного поля, а западная сложена разнообразными изверженными породами, среди которых выделено четыре комплекса: раннепалеозойские ультраосновные породы — серпентиниты, пироксениты, амфиболиты, — претерпевшие вместе с вмещающими нижнекембрийскими отложениями каледонскую складчатость; палеозойские кварцевые диориты, кварцевые габбро-диориты и связанные с ними дайки; триасовые субщелочные сиениты, кварцевые сиениты и их жильная серия; массивы лейкократовых гранитов и гранит-порфиров и сопровождающие их дайки триаса — ранней юры. Молибденовое и вольфрамовое оруденения Джидинского рудного поля связаны с гранит-порфирами одного из этих массивов — Первомайского, их возраст определен в 140 млн лет.

Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы Холтосонского месторождения расположены в основном в кварцевых диоритах; отдельные жилы встречаются и в метаморфических сланцах и в первомайских гранит-порфирах. Основные рудные жилы в полосе протяженностью около 2,5 км локализованы в зоне разлома северо-западного направления, будучи приуроченными к многочисленным нарушениям сбросо-сдвигового характера, трещинам скола и отрыва.

На месторождении известно 140 жил, половина из которых имеет промышленное значение. Большая часть жил относится к сколовому типу, имеет субширотное простирание и падение к югу под углами от 30—50 до 55—85°. Протяженность жил по падению в среднем в 2 раза превышает их длину по простиранию. Жилы характеризуются сложной морфологией: при средней мощности 0,8 м встречаются раздувы до 2 и даже 12 м. Отчасти это объясняется тем, что отложение рудного вещества происходило не только в открытых полостях, но и путем метасоматического замещения боковых пород, хотя и в меньших масштабах (рис. 66).

Наиболее богатое оруденение наблюдается до глубины 200 м от поверхности, далее содержание вольфрама снижается в среднем в 1,5 раза.

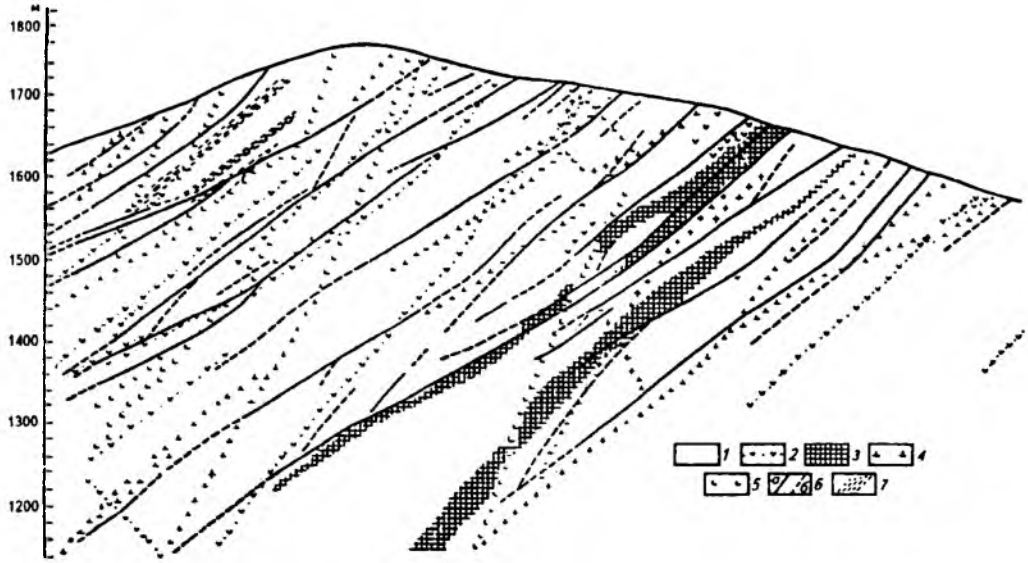


Рис. 66. Схематический геологический разрез через центральную часть Холтосонского месторождения (по А. Щеглову и Т. Буткевичу) 1 — кварцевые диориты; 2 — микродиориты и диоритовые порфириты; 3 — бостониты; 4 — серые сиениты; 5 — серые кварцевые сиенит-порфиры; 6 — установленные (а) и предполагаемые (б) кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы; 7 — тектонические зоны и нарушения

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

Более поздние рудные жилы характеризуются наличием родохрозита, повышенным содержанием сульфидов и флюорита. Они сложены гребенчатым кварцем, полевым шпатом, родохрозитом, флюоритом, серицитом. Рудные минералы — гюбнерит, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, редкие — шеелит, айкинит, гематит, халькозин. Завершается гидротермальный процесс образованием жил роговикового кварца, в которых присутствуют также флюорит, гюбнерит, пирит, халькопирит, серицит.

Вмещающие породы вблизи рудных жил подвержены грейзенизации, березитизации, серицитизации; иногда образуются серицит-кварцевые, жильбертит-флюоритовые породы. Мощность зон околорудных изменений не превышает 0,5 м.

Гидротермальные вулканогенные месторождения

Вольфрамовые месторождения, которые могут быть отнесены к вулканогенным гидротермальным, немногочисленны. Это месторождения, характеризующиеся комплексным составом руд (Sn — W — Bi, Sn — Ag — W и др.), в которых вольфрам обычно имеет подчиненное значение.

Месторождения располагаются в областях современного и молодого вулканизма и обнаруживают связь с вулканогенными формациями андезит-дацит-риолитового состава повышенной щелочности. Рудоносными структурами служат вулканические купола,

экструзивные образования, жерловые зоны. Рудные тела представлены штокверками и жильными зонами, иногда согласными линзовидными залежами. Наиболее существенными по масштабам являются месторождения боливийского типа, более подробно охарактеризованные в подразделе «Олово». Помимо этого известны месторождения (киноварь)-антимонит-шеелит-ферберитовой, серебро-золото-шеелитовой и псиломелан-тунгомелановой формаций, которые как вольфрамовые объекты существенного значения не имеют.

Стратиформные месторождения

Геолого-промышленный тип стратиформных месторождений вольфрама выделен сравнительно недавно — с 70-х годов, когда внимание исследователей привлекли многочисленные данные о своеобразных месторождениях, не имеющих связи с гранитоидными магматическими формациями. Помимо вновь открываемых рудных объектов к стратиформным были отнесены месторождения, ранее традиционно считавшиеся скарновыми или плутоногенными гидротермальными, в которых по мере их освоения были обнаружены доказательства принадлежности руд к стратиформному типу. Выделяют (по В. Денисенко и М. Кутыреву) собственно вольфрамовые и комплексные вольфрам-редкометальные месторождения. Генетические особенности позволяют разделить их на метаморфогенную, осадочно-вулканогенную и осадочную группы.

Метаморфогенная группа представлена редкометально-сульфидно-скарноидным типом месторождений, связанных с кремнисто-карбонатно-терригенными формациями, претерпевшими метаморфические преобразования различной интенсивности (Сонгдонг, Южная Корея; Кинг-Айленд, Австралия).

Осадочно-вулканогенная группа включает три типа. Редкометально-сульфидно-кварцитовый тип связан с вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями (Барун-Шивея, Россия; Фелбертол, Австрия), редкометально-кремнисто-карбонатный — с карбонатно-черносланцевыми формациями (Олимпиадинская, Россия; Клейнертал, Австрия), редкометально-

оксидно-марганцево-кварцевый — приурочен к вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенным формациям (Голконда, США).

Большинство типов рудовмещающих формаций развивается в различной геолого-структурной обстановке — в геосинклинальных и орогенных складчатых поясах, на щитах и срединных массивах. В составе рудовмещающих комплексов постоянно присутствуют вулканиты основного состава, нередко контрастные базальт-риолитовые серии с редуцированной кислой составляющей. Месторождениям этой группы свойственен широкий спектр основных и сопутствующих редких элементов — вольфрам, олово, молибден, бериллий, висмут, сурьма, ртуть, золото, серебро, медь, свинец, цинк. Большая часть этих элементов нередко образует самостоятельные месторождения, в том числе стратиформные.

В осадочной группе выделяются коры выветривания, рассолы и эвапориты (оз. Серлз, США), угли в моласовых формациях (например, Ангренское месторождение). В эту группу входят месторождения, являющиеся основными для ряда редких элементов (лития, германия и др.), поэтому они рассмотрены в разделе «Редкие элементы».

В образовании стратиформных вольфрамовых и вольфрам-редкометальных месторождений метаморфогенной и осадочно-вулканогенной групп В. Денисенко и М. Кутырев выделяют три этапа: осадочно-диагенетического или эксгаляционно-осадочного накопления рудных компонентов из экзогенных или эндогенных источников; метаморфогенного преобразования (в ходе регионального метаморфизма, метасоматизма и гранитизации), приводящего к перераспределению и мобилизации рудных элементов; гидротермально-постмагматический, связанный с внедрением в стратифицированные рудоносные толщи гранитоидов орогенного и активизационного этапов и приводящий к возникновению секущей жильно-прожилковой минерализации. В результате возникают сложные полиформационные месторождения, обладающие наиболее крупными запасами руд. Существуют противоречивые точки зрения на генезис рудных объектов подобного типа.

Месторождение **Барун-Шивея** находится в Восточном Забайкалье в северо-западной части олововольфрамового пояса в пределах Агинского палеозойского поля. В районе развиты осадочные и осадочно-метаморфические породы раннего рифея — палеозоя. Рудоносная ононская свита предположительно позднерифейско-кембрийского возраста сложена полимиктовыми песчаниками, филлитами, углеродсодержащими серицит-хлоритовыми сланцами, кварцитами с резко подчиненными прослоями известняков и вулканогенных пород. Продуктивный горизонт представляет собой груборитмичное чередование кварцитов и кварц-слюдисто-графитовых сланцев и прослежен по простиранию на 5,5 км. Все породы горизонта характеризуются повышенными концентрациями органического вещества ($C_{орг}$ = 2–3%) и вольфрама. Рудные тела выделяются по данным опробования и приурочены в основном к прослоям кварцитов. Общая протяженность зоны минерализации достигает 1700 м, на глубину оруденение прослежено до 200 м.

Главные рудные минералы месторождения — ферберит, антимонит и киноварь, в малых количествах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и сидерит. В зоне гипергенеза развиты тунгстит и сложный комплекс вторичных сурьмяных минералов, образовавшихся по антимониту. На месторождении развито три типа руд: прожилково-вкрапленные, полосчатые и брекчиевые. Прожилково-вкрапленные руды представлены тонкодисперсной вкрапленностью ферберита и маломощными кварц-ферберитовыми прожилками в кварцитах. В полосчатых рудах наблюдается послойная вкрапленность в кварцитах ферберита, киновари, антимонита, арсенопирита. Брекчиевые, наиболее богатые руды приурочены к линзовидным блокам интенсивно раздробленных пород и представляют собой обломки кварцитов с рудной вкрапленностью, сцементированные ферберитом. До недавнего времени месторождение рассматривалось как эпигенетическое плутоногенное гидротермальное или вулканогенное гидротермальное, хотя видимая связь с магматическими породами не установле-

на. Сторонники подобной трактовки генезиса месторождения указывали на приуроченность его к зонам крупных разломов, связь оруденения с трещинной тектоникой, молодой послеверхнемеловой возраст минерализации.

Материалы последних лет показывают, что месторождение Барун-Шивея характеризуется основными чертами, присущими стратиформным месторождениям: четкой литолого-стратиграфической приуроченностью рудных тел к прослоям кварцитов; согласным залеганием их с вмещающими породами; полосчатыми и вкрапленными текстурами руд. Месторождение сформировалось, вероятно, в результате первичного обогащения осадочных толщ вольфрамом, сурьмой и ртутью и последующего перераспределения и мобилизации рудных компонентов при метаморфизме.

Россыпные месторождения

Месторождения вольфрама тесно связаны с коренными грейзеновыми и плутоногенными гидротермальными месторождениями, расположены в непосредственной близости от них и отрабатываются часто совместно с ними. Элювиальные и аллювиальные россыпи касситерит-вольфрамитового и вольфрамитового состава характеризуются небольшими масштабами; содержание вольфрамита в них колеблется от 0,3 до 20 кг/м^3. Подобные месторождения известны в Магаданской области (Иультин), Якутии (Омчикандин), Забайкалье (Шерлова Гора), Казахстане, Китае, Бирме, Индонезии, Таиланде, Боливии, США. В россыпных месторождениях заключено всего 0,5% запасов, но они дают свыше 8% добычи.

Металлогения

Эндогенные месторождения вольфрама связаны с гранитоидными формациями — гранодиорит-гранитовой, гранитовой, лейкогранитовой, аляскитовой, характеризующимися высокой кислотностью, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием летучих, гипабиссальными условиями формирования, многофазностью становления. Они относятся преимущественно к поздним стадиям геосинклинального цик-

ла и процессам тектоно-магматической активизации. Экзогенные месторождения представлены россыпными и осадочными образованиями. Месторождения формировались в широком возрастном диапазоне геологической истории, при этом интенсивность вольфрамового оруденения увеличивалась от древних эпох к молодым, точно так, как это отмечается для оловянного и молибденового оруденений. В архейскую и протерозойскую металлогенические эпохи были сформированы мелкие пегматитовые месторождения. Каледонская эпоха ознаменовалась более существенными гидротермальными месторождениями. Крупные скарновые, грейзеновые и гидротермальные месторождения получили широкое развитие в герцинскую эпоху. Однако наиболее продуктивными для эндогенных и экзогенных месторождений были киммерийская и альпийская эпохи.

Состав руд месторождений находится в зависимости от состава рудоносных комплексов. Олововольфрамовые месторождения связаны с куполами лейкогранитов, являющихся поздними фазами сложных плутонов в областях многократного проявления гранитоидного магматизма. Вольфрамовые и молибден-вольфрамовые руды сопутствуют лейкократовым и биотитовым гранитам вулкано-плутонических ассоциаций гранитоидов повышенной калиевой щелочности. Рудогенерирующими для полиметаллически-вольфрамовых месторождений являются интрузивные комплексы пестрого состава. Вольфрамоносные пояса и зоны (по В.К. Денисенко) локализуются в наложенных структурах краевых частей срединных массивов и в их обрамлении, в зонах тектономагматической активизации платформ и щитов (рис. 67).

Наиболее крупные запасы вольфрама концентрируются в пределах металлогенических зон Тихоокеанского рудного пояса, главным образом в азиатской и северо-американской частях на территории России, Китая, Южной Кореи, США и Канады. Выделяются провинции, тяготеющие к зонам активизации срединных массивов (Чешского, Колымского, Агинского), к геоантиклинальным поднятиям (Уральская, Калба-Нарымская и другие провинции).

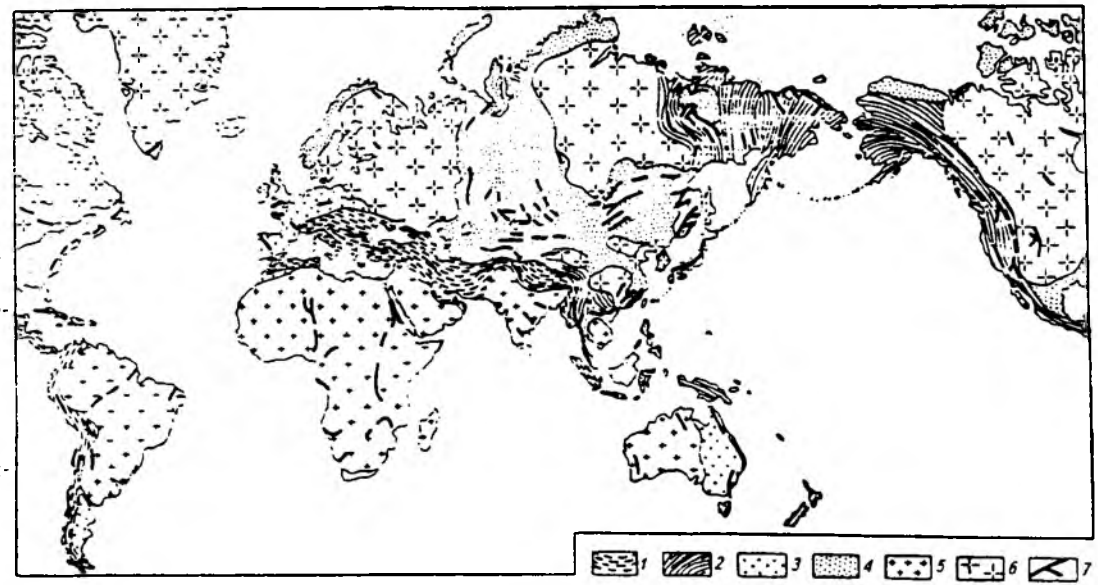


Рис. 67. Схема размещения вольфрамоносных поясов и зон мира (по В. Денисенко, 1978)
1–4 — мезокайнозойские и палеозойские геосинклинально-складчатые области: 1, 3 — гондванского типа, 2, 4 — лавразиатского типа; 5–6 — дофанерозойские платформы и щиты: 5 — южного, 6 — северного полушарий; 7 — зоны проявления вольфрамовой минерализации

МОЛИБДЕН

Открыт в 1773 г., впервые выделен в металлическом виде в 1882 г., но широкое применение в промышленности он нашел только в XX в. Интенсивное развитие мирового производства молибдена началось с 1975 г. после открытия крупнейшего месторождения Клаймакс в США. Свыше 80% всего добываемого молибдена используется в металлургической промышленности в основном для легирования сталей, чугунных отливок, суперсплавов, металлического молибдена. Молибден вводится в сталь вместе с никелем, хромом, ванадием, вольфрамом в количествах 0,2—0,5%, реже до 1—3%. При этом молибденовые стали приобретают высокую твердость, вязкость, тугоплавкость, самозакаливаемость, кислотоупорность и ряд других ценных свойств. Жаростойкие и кислотоупорные сплавы содержат 1—7% молибдена. Металлический молибден используется в производстве электроламп, электровакуумных приборов. Кроме того, он употребляется в химической, нефтеперерабатывающей, керамической, стекольной и других отраслях промышленности, а также в качестве микроэлемента удобрений.

Общие запасы молибдена в 25 странах мира оцениваются в 22,8 млн т, подтвержденные — 12 млн т. Уникальные месторождения (Клаймакс, Гендерсон, США) заключают в себе более 500 тыс. т металла, мелкие промышленные месторождения — менее 25 тыс. т. Причем половина запасов сосредоточена в небольшом числе крупных штокверковых месторождений. Наиболее крупные запасы находятся в Китае, США, Чили, Армении, Канаде, Перу. На их долю приходится 80% подтвержденных мировых запасов. Добыча молибденовых руд осуществляется в 17 странах, пять из которых — США, Китай, Чили, Россия и Канада обеспечивают почти 90% мирового производства. Цена за 1 кг молибдена в концентрате и техническом триоксиде составляет 6,5—7,5 долл. С 1989 г. отмечается некоторое сокращение производства молибдена (от 130 до 101 тыс. т) в связи с ухудшением конъюнктуры рынка.

Геохимия и минералогия

Кларк молибдена $1{,}7 \cdot 10^{-4}$%, в гипербазитах и карбонатных породах он составляет $2 \cdot 10^{-5}$, в гранитах — $2 \cdot 10^{-4}$.

Промышленные концентрации его связаны с кислыми щелочно-земельными магмами, из которых он выносится постмагматическими гидротермальными растворами. При этом концентрация молибдена в магматических породах повышается от более древних к молодым массивам по мере увеличения в них кремнезема и щелочей. Молибден отличается большим сродством к сере и значительно меньшим к кислороду.

Известно около 20 молибденовых минералов. Главное промышленное значение имеет молибденит — MoS_2 (Mo — 60%), на него приходится 95% всего добываемого молибдена. Второстепенную роль играет молибдошеелит $Ca(Mo,W)O_4$ (0,5 – 15%), совсем незначительную — повеллит $CaMoO_4$ (48), ферримолибдит $Fe_2O_3 \cdot 2MoO_3 \cdot 7{,}5H_2O$ (60) и вульфенит $PbMoO_4$ (46), распространенные в зоне окисления.

Молибден получают из молибденовых (молибденитовых), медно-молибденовых (халькопирит-молибденитовых), молибден-вольфрамовых (кварц-вольфрамит-молибденитовых и молибденит-шеелитовых) и уран-молибденовых (настуран-молибденитовых) руд. В богатых рудах содержание молибдена превышает 0,5%, рядовые содержат 0,5 – 0,2%, бедные — 0,2 – 0,1%, убогие — 0,1 – 0,02% (в комплексных рудах). В рудах в промышленных количествах содержатся золото, серебро, рений, висмут, селен, теллур, свинец, цинк. Молибденитовые руды обогащаются методом флотации. Извлечение молибденита из собственно молибденовых руд составляет 87 – 91%, из медно-молибденовых — 30 – 82%, концентраты содержат 45 – 58% молибдена. Окисленные руды, содержащие повеллит и молибдит, почти не имеют промышленного значения. В настоящее время разработана технология получения только повеллитовых концентратов.

Типы промышленных месторождений

Проявления молибденовой минерализации известны в месторождениях практически всех генетических типов, однако среди промышленных месторождений выделяются: скарновые, грейзеновые, плутоногенные гидротермальные. В них содержится 94% суммарных подтвержденных запасов молибдена. В качестве само-

стоятельного промышленного типа иногда выделяют вулканогенные гидротермальные месторождения. Однако в этих месторождениях, относящихся к уранинит-молибденитовому типу, молибден является попутным компонентом; большого практического значения для извлечения молибдена эта группа месторождений не имеет. Как попутный полезный компонент молибден присутствует в некоторых пегматитовых, карбонатитовых, альбититовых, колчеданных месторождениях.

Кроме того, известны концентрации молибдена, сформированного в ходе осадочного процесса: молибден накапливается в углисто-кремнистых сланцах и углях. Месторождения подобного типа характеризуются значительными скоплениями молибдена, адсорбированного углистым веществом. Убогое содержание и трудность извлечения препятствуют вовлечению этих достаточно широко развитых месторождений в промышленное освоение. Однако при благоприятном комплексе попутных компонентов (обычно уран, ванадий, редкие земли, германий, селен и др.) они могут считаться резервом сырьевой базы молибдена.

Все промышленные месторождения молибдена разделяются на три рудные формации: молибденовую, медно-молибденовую и вольфрам-молибденовую. Наряду с этим важная роль при характеристике промышленных типов отводится структурно-морфологическим особенностям оруденения; наиболее обычными для молибденовых месторождений всех типов являются штокверковые, жильные и брекчиевые рудные тела.

Скарновые месторождения

На долю скарновых месторождений приходится 2,1% суммарных подтвержденных запасов зарубежных стран. Для России значимость месторождений этого типа значительно выше — 10% запасов и 20% добычи.

Скарновые месторождения молибдена образуются в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов среди пород карбонатного или алюмосиликатного состава. Рудоносными являются крупные орогенные гранитоидные шгутоны сложного строения, формировавшиеся в несколько интрузивных фаз. Состав руд молибденовых месторождений (по В. Покалову) обусловлен составом и особенностями формирования (в частности ролью

процессов ассимиляции, контаминации, гибридизма) рудоносных плутонов: с калиевыми лейкократовыми гранитами связаны вольфрам-молибденовые руды, с амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами ассоциируют месторождения собственно молибденовых руд, с плутонами пестрого состава — медно-молибденовые месторождения. Наиболее распространены молибденово-вольфрамовые скарновые месторождения.

Скарновые залежи, локализованные в непосредственном контакте гранитоидных пород с вмещающими образованиями, характеризуются обычно небольшими размерами, сложной морфологией. В отличие от них залежи, образованные при замещении отдельных пластов карбонатных или других пород, более крупные, выдержанные, нередко повторяющие складчатый рисунок вмещающих пород. Крупные рудные залежи бывают приурочены также к зонам дробления карбонатных и алюмосиликатных пород. Размеры и мощность рудных тел колеблются в широких пределах — от нескольких десятков до сотен метров и даже километров по простиранию и от десятков сантиметров до десятков метров по мощности.

Рудные тела представлены гранат-пироксеновыми скарнами, сложенными гранатами ряда гроссуляр-андрадит, геденбергитом, диопсидом, плагиоклазом, эпидотом, везувианом. Продуктами поздних стадий окварцевания являются кварц, мусковит, хлорит, флюорит, карбонаты. Главные рудные минералы — молибденит, шеелит, молибдошеелит, халькопирит, пирит, магнетит, второстепенные — сфалерит, галенит, блеклая руда, редкие — самородные висмут, золото, серебро. Рудообразование происходит в интервале температур 500 – 200°С. На ранних стадиях, завершающих формирование скарнов, образуются шеелит, молибдошеелит. Затем образуются кварцево-молибденитовые прожилки и вкрапленность молибденита. Завершается рудный процесс формированием наложенной сульфидной минерализации.

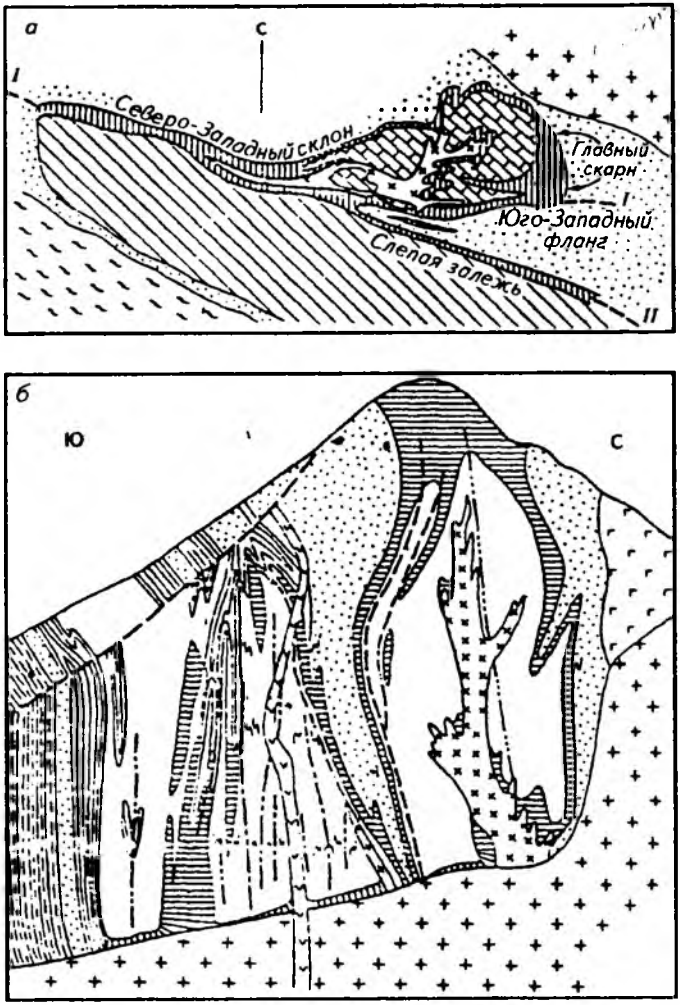
Содержание молибдена в скарновых рудах колеблется на уровне 0,2 – 0,5%, содержание WO_3 достигает 0,5%. Руды, как правило, легко обогатимы.

Наиболее известным скарновым месторождением в России является Тырныауз на Северном Кавказе.

Подобные месторождения известны также в Хакасии (Киялых-Узень), Казахстане (Каратас-I), Китае (Янцзы-Чжанзы), Средней Азии (Лянгар, Ингичке, Койташ), США (Пайн-Крик), Турции (Тахталыдаг), Бразилии (Куихаба).

Тырныаузское вольфрам-молибденовое месторождение расположено на северном склоне Главного Кавказского хребта. Его формирование (по данным В. Попова, А. Пэка, О. Кононова и др.) связано с процессами тектоно-магматической активизации южной окраины эпигерцинской Скифской платформы, происходившей в мезозое и кайнозое. Рудное поле приурочено к Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне, в пределах которой развиты вулканогенные, терригенные и карбонатные породы среднего палеозоя и нижнего лейаса, разделенные несколькими перерывами и смятые в сложную складчатую структуру, оформившуюся в конце мела — начале палеогена. Широко развиты интрузивные образования мезо-кайнозойского времени. Наиболее ранними из них являются нижнеюрские дайки серпентизированных пироксенитов и перидотитов. Затем был сформирован крупный массив эльджуртинских порфировидных биотитовых гранитов и несколько штоков и сложных ветвящихся даек, близких к ним по возрасту лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и аплитов. Этот комплекс интрузивных образований относится (по В. Покалову) к формации плутонов лейкократовых гранитов областей эпиплатформенной орогении, с которой нередко связано вольфрам-молибденовое оруденение. Возраст эльджуртинских гранитов по последним данным определений абсолютного возраста оценивается в 18—20 млн лет, а лейкократовых гранитов — 20 млн лет. Самые поздние проявления магматической деятельности — дайки витрофира и базальта.

Контактовое воздействие гранитоидов на вмещающие породы проявлено в развитии роговиков и скарнов. Молибден-вольфрамовые рудные тела локализованы в скарнах; главный рудный скарн образует крупную седловидную залежь с мощным раздувом в центральной части, приуроченным к замку антиклинальной складки. С главным скарном сопряжены другие тела, преимущественно пластообразной формы, локализованные вдоль крыльев складок (рис. 68).


а
С
I
Северо-Западный склон
Главный скарн
I'
Юго-Западный фланг
Слепая залежь
II
б
Ю
С
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Среди скарнов преобладают (60—80%) пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые, развитые по роговикам и сопровождающиеся амфибол-плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми околоскарновыми породами. Скарны, образованные по мраморам, представлены агрегатом лейстовидных зерен волластонита с примесью рассеянных зерен пироксена, граната и везувиана. Скарновые тела характеризуются сложным полосчатым строением. Оруденение наложено на скарны.

Основными рудными минералами скарновых тел являются шеелит, молибденит и молибдошеелит. Вольфрам и молибден распределены неравномерно, отношение трехокиси вольфрама к молибдену изменяется от 4:1 до 8:1. В скарнах шеелит обычно тяготеет к пироксену, а молибденит — к гранату. С глубиной количество молибденита и шеелита уменьшается, возрастает роль молибдошеелита, увеличивается содержание в нем молибдена. Второстепенные минералы руд — магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит, висмутин. Рудная минерализация локализована не только в скарнах, но наложена также на роговики и гранитоиды. Текстуры руд массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные.

Месторождение сформировано в течение длительного многоэтапного процесса. В формировании основных минералов руд также наблюдается закономерная

Рис. 68. Схематический геологический план одного из верхних горизонтов (а) и вертикальный разрез (б) месторождения Тырныауз (по А. В. Пэку и др.)

1 — биотитовые роговики; 2 — мраморы слоистые; 3 — мраморы массивные; 4 — сланцы и конгломераты мукуланской свиты; 5 — скарны; 6 — лейкократовые граниты; 7 — эльджуртинские граниты; 8 — зоны разломов (I — Скарнового, II — Слепой залежи); 9 — пироксен-плагиоклазовые и известково-силикатные роговики, местами скарнированные; 10 — скарны и пироксен-плагиоклазовые породы; 11 — сланцы, песчаники и конгломераты раннеюрского возраста; 12 — кварцевые плагиопорфиры; 13 — разломы; 14 — липариты; 15—17 — осевые линии шарниров: 15 — ранних антиклинальных изоклинальных складок, 16 — синклинальных, 17 — поздних наложенных складок; 18 — схематическое изображение складок волочения

последовательность. К числу наиболее ранних относится магнетит, локализованный в лежачем боку главного скарна. Вольфрамовое оруденение в основном предшествует молибденовому: в раннюю стадию был отложен весь шеелит в скарнах, ему сопутствовало лишь небольшое количество молибденита в виде мельчайших включений в шеелите. Кроме того, шестивалентный молибден присутствует в шеелите в виде изоморфной примеси. Основное молибденовое оруденение наложено на продукты ранней стадии образования в виде штокверка молибденит-кварцевых жил и прожилков, среди которых наблюдаются мелкие жилы мощностью 1—3 см, «сухие» молибденитовые трещины, а также более крупные полосчатые жилы мощностью до 20—70 см. Молибденовый штокверк наложен на скарны и роговики, наибольшее количество молибдена локализовано на северном крыле Главного скарна. На поздних стадиях рудного процесса откладывались пирротин, пирит, арсено-пирит, серицит, халькопирит, марказит, тетраэдрит, станнин и другие минералы. Завершился гидротермальный процесс отложением антимонита, карбонатов, образованием прожилков опала и халцедона.

В пределах Тырныаузского рудного поля отчетливо проявлена зональность, выраженная в том, что в центральной его части сосредоточены главные скарновые тела с молибденом и вольфрамом. К северу и югу в роговиках и лейкократовых гранитоидах развита в основном молибденовая минерализация с незначительным содержанием вольфрама. Далее в северо-западном и юго-восточном направлениях от центра отмечаются скарны с оловянным, висмутовым и медным оруденением. В северо-западной части рудного поля обнаружены свинцово-сурьмяные руды, а еще дальше — проявление киновари.

Грейзеновые месторождения

В отличие от олова и вольфрама, молибден менее характерен для грейзеновых месторождений. Собственно грейзеновые месторождения молибдена имеют небольшое практическое значение. В основном это комплексные вольфрам-молибденовые месторождения, а также вольфрам-оловянные с молибденом, вис-

мутом и редкими металлами. Как и ранее охарактеризованные месторождения, в которых основную роль играли олово и вольфрам, грейзеновые месторождения с ведущей или заметной ролью молибдена образуют жильные, штокверковые тела или залежи трубообразной формы и зоны брекчиевых руд. Оруденение локализуется и в купольных структурах рудоносных гранитоидов, проникая в них на 300 — 500 м, и в надкупольных роговиках, распространяясь на 1200 — 1500 м от контакта. Примеры месторождений описаны в подразделах «Олово» и «Вольфрам».

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Эти месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы молибдена. Среди них выделяется два главных типа: штокверковые медно-молибден-порфировые (67,8% запасов молибдена в зарубежных месторождениях) и штокверковые, собственно молибден-порфировые месторождения (24% запасов). Оба типа характеризуются высокой степенью концентрации запасов. Так, в двух медно-молибденовых месторождениях Чили — Чукикамата и Эль-Тениенте — сосредоточено более 12% мировых запасов молибдена, а в двух молибден-порфировых месторождениях США — Кляймакс и Гендерсон — 13% мировых запасов.

Месторождения обладают всеми основными свойствами, охарактеризованными выше при описании меднопорфировых месторождений, поскольку являются составной частью эволюционного ряда порфировых месторождений. Оруденение связано со штоками порфировых интрузий и локализовано в эндо- и экзоконтактовых зонах. Рудные тела представлены штокверками изометричной, трубообразной, линейно-вытянутой или опрокинутой чашеобразной формы. Границы рудных тел проводятся по данным опробования, внутреннее строение их осложняется наличием безрудных или слабооруденелых участков. В месторождениях отчетливо проявлена метасоматическая и рудная зональность. Концентрические штокверки имеют в поперечнике размеры от сотен метров до первых километров. В них развиты кварц-молибденитовые и кварц-сульфидные прожилки мощностью от 1 — 2 мм до 2 — 3 см, а также вкрапленность сульфидов.

Минеральный состав руд собственно молибденовых месторождений определяется наличием молибденита, ассоциирующего с пиритом. Медные минералы практически отсутствуют, хотя на некоторых месторождениях медь может извлекаться как попутный компонент. Более характерен для этих месторождений вольфрамит, много флюорита. Медно-молибденовые месторождения отличаются более сложным минеральным составом руд: в них развиты халькопирит, борнит, блеклые руды, галенит, сфалерит.

Главные жильные минералы — кварц и серицит. Кроме них в гидротермально измененных породах широко развиты полевые шпаты, биотит, эпидот, хлорит, каолинит. В заключительную стадию рудного процесса развиваются цеолиты, карбонаты.

Среднее содержание молибдена в молибден-порфировых месторождениях колеблется от 0,05 до 0,5%, в медно-молибден-порфировых — от 0,005 до 0,025%. В рудах в промышленных количествах содержатся золото, серебро, рений, селен, теллур, висмут.

Молибден-порфировые месторождения распространены на Дальнем Востоке (Умальта), в Забайкалье (Жирекен, Шахтама, Бугдая). Крупнейшие месторождения находятся в США (Кляймакс, Гендерсон); крупные запасы известны в Канаде, Китае, Монголии. Медно-молибден-порфировые месторождения также широко распространены. В России наиболее крупным является Сорское месторождение в Кузнецком Алатау. Известны месторождения в Армении — Каджаран, Агаракское и другие, Казахстане — Каратас-IV (рис. 69). Наиболее крупными являются месторождения Чили — Чукикамата, Эль-Тениенте и другие, а также месторождения Канады, США, Мексики, Китая.

Молибден-порфировые месторождения

Месторождение Жирекен находится в пределах золото-молибденового пояса в Восточном Забайкалье. Оно связано (по В. Покалову) с формацией плутонов умеренно кислых гранитоидов и приурочено к северному обрамлению наложенной впадины, относящейся к типу структур эпиплатформенной орогении. Впадина выполнена континентальными терригенными и вулканогенными отложениями верхней юры и ниж-

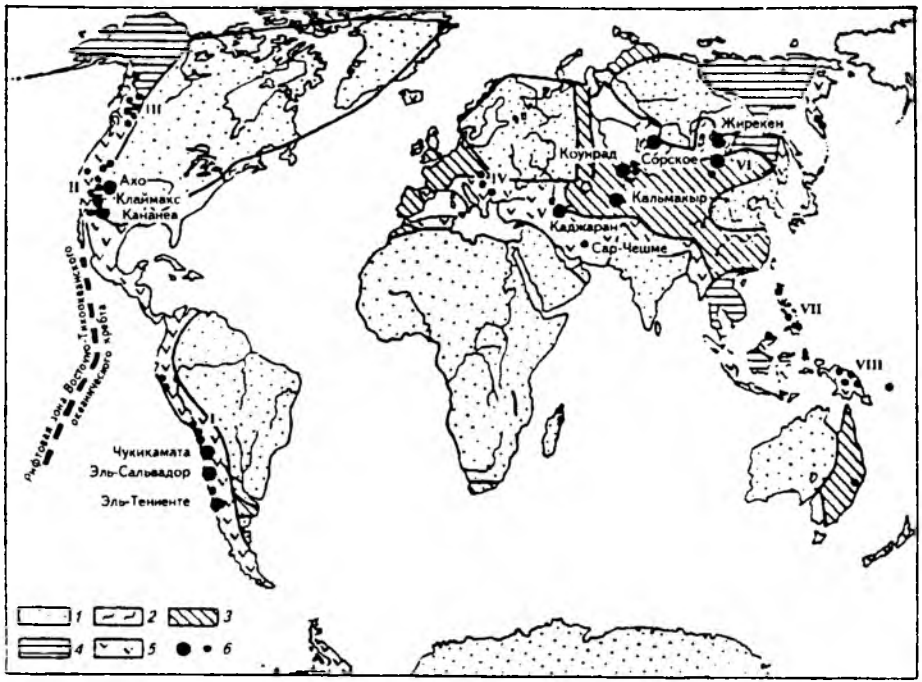


Рис. 69.
Размещение молибден-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений мира (по В. Синякову)
1 — щиты и их платформы; 2–5 — складчатые зоны: 2 — каледонские, 3 — герцинские, 4 — киммерийские, 5 — альпийские; 6 — рудные районы и месторождения мирового значения; I–VIII — провинции: I — Перу-Чилийская, II — Юго-Западных штатов США и Мексики, III — Канадских Кордильер, IV — Балканская, V — Армении, VI — Монголии, VII–VIII — зоны островов юго-западной части Тихого океана

него мела, залегающими на палеозойских гранитах. Месторождение расположено в апикальной части массива биотит-роговообманковых гранитов средне-позднеюрского возраста. Кровля плутона разбита многочисленными разноориентированными нарушениями, трещинами, нередко развиты участки брекчирования. Некоторые из этих нарушений контролируют положение даек гранит-порфиров и диоритовых порфиров, имеющих протяженность 400 — 500 м при мощности 20 — 30 м. Характерной особенностью даек является то, что в прикровлевой части плутона они образуют ветвящиеся системы, нередко цементируют брекчии и сложены порфировыми породами, тогда как на глубине 600 — 700 м от кровли переходят в полнокристаллические равномерно-зернистые породы, почти не отличимые от вмещающих гранитов. Это рассматривается как следствие внедрения даек в застывшую и растрескавшуюся апикальную часть массива магматических масс из глубоких частей камеры (рис. 70).

Трещины и участки брекчирования служили также путями движения рудоносных гидротермальных растворов. Взаимоотношения даек и оруденения довольно сложны. С одной стороны, дайки пересекают рудные прожилки и оруденелые породы, с другой — сами подвергаются оруденению, в том числе прожилковому.

Рудный штокверк имеет в плане изометричные очертания. Оруденение сопровождается дорудной калишпатизацией и послерудной аргиллизацией вмещающих пород. Первая развита в центральной части месторождения на площади около 0,5 км^2 и прослежена на глубину до 500 м. Калишпатизация, проявленная в метасоматическом развитии калиевого полевого шпата по плагиоклазу, темноцветным минералам и кварцу, сопровождается выносом большей части компонентов и относительным обогащением только алюминия и калия. При этом процессе увеличивается пористость пород, что способствует развитию в них вкрапленного оруденения.

Послерудная аргиллизация проявлена значительно шире и выражена в развитии каолинита, дигенита и карбоната, среди которых на глубоких горизонтах появляются мельчайшие зерна гематита.

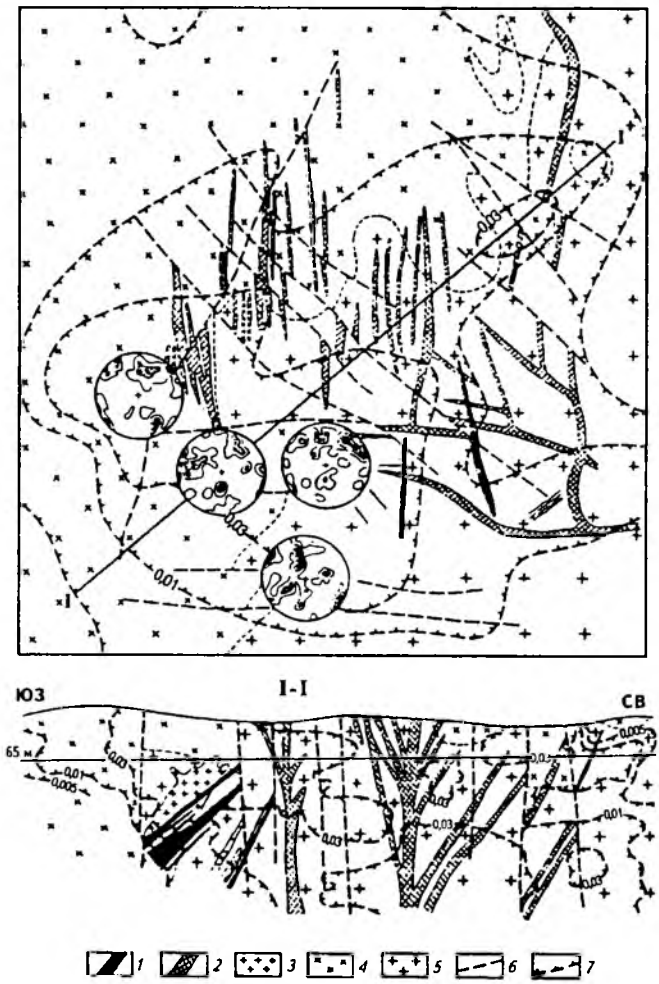


Рис. 70. Схематическая геологическая карта и разрез Жирекенского месторождения (по В. Т. Покалову, 1983)
1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — средне-крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — изолинии содержаний молибдена; в кружках показаны диаграммы трещиноватости (200 измерений 1—3—6 %)

Молибденовое оруденение, крайне неравномерное, представлено кварцевыми прожилками с молибденитом и вкрапленностью его во вмещающих породах. В соответствии с этим выделяются вкрапленные, прожилковые и брекчиевые руды, в различных комбинациях развитые в пределах штокверка. Изредка встречаются гнезда молибдо-шеелита с вкрапленностью молибденита. К более поздним стадиям рудного процесса относится формирование прожилков с кварцем, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, сульфосолями, висмутином. Температура формирования продуктивной молибденит-кварцевой минерализации — 420—370 °С. Зональность проявлена слабо и выражена, во-первых, в закономерном увеличении отношения молибдена к меди в центре штокверка и на глубине, что связано не только с уменьшением содержания молибдена на флангах, но и с увеличением концентраций меди, во-вторых, в развитии в периферических частях месторождения свинцово-цинковой минерализации, сопровождающейся березитизацией.

Возрастные соотношения рудной минерализации и даек свидетельствуют (по материалам В. Покалова) о том, что процесс рудообразования развивался одновременно с формированием упомянутых выше своеобразных даек гранит-порфиров и диоритовых порфиров, а следовательно и дайки, и оруденение являются производными процессов становления рудоносного плутона, массы глубинных частей которого служили источником металлов и материала даек.

Основной полезный компонент — молибден, попутным может быть медь. В незначительных количествах на верхних горизонтах проявлен вольфрам.

Месторождение Юред-Гендерсон относится к числу крупнейших молибденовых месторождений мира. Оно расположено в пределах рудного пояса Колорадо, сформировавшегося в течение палеогена и неогена на метаморфизованных докембрийских комплексах, включающих древние граниты. Пояс наследует зону докембрийских нарушений, активизированных в ларамийское время и контролирующих размещение порфировых интрузий. Месторождение приурочено к многофазному плутону олигоценового возраста (комплекс Ред-Маунтин), прорывающему докембрий-

ские сланцы, гнейсы и граниты батолита Силвер-Плюм. Рудоносный интрузивный комплекс, представленный породами риолитового состава, датируется поздним олигоценом (диапазон формирования 33—23 млн лет). В его составе (по данным С. Уоллеса и др.) выделяется восемь разновозрастных групп пород, включающих от одной до пяти фаз внедрения. Главные разновидности пород залегают в виде крутопадающих столбообразных тел, образующих в совокупности некк, постепенно расширяющийся с глубиной. На поверхности породы, слагающие некк, образуют тело размером 720х(240—360) м; на глубине 1200 м диаметр некка составляет 1350 м. Среди пород некка присутствуют несколько разновидностей порфиров риолитового состава, пирокластические породы и брекчии. Взаимоотношения жерловых фаций свидетельствуют о многочисленных импульсах магматической активности. Центральная часть вулканического аппарата окружена системой радиальных и кольцевых риолитовых даек, сформированных в разное время. В самой нижней части некка расположено тело порфировидных гранитов Примос (рис. 71).

На месторождении выявлено два рудных тела. Рудное тело Юред расположено в юго-западной части некка, частично эродировано и прорвано породами поздних фаз. Оно представлено дугообразным в плане штокверком протяженностью около 360 м при максимальной ширине 150 м и глубине распространения 285 м. Оруденение охватывает как кварцевые порфиры некка, так и докембрийские граниты.

До 1974 г. рудное тело полностью отработано. Общие запасы молибдена составили более 30 тыс. т при среднем содержании 0,21% и бортовом 0,12%. Рудное тело Гендерсон приурочено к апикальной части штока Примос и представляет собой эллипсообразный штокверк размером 900х690 м, имеющий форму опрокинутой асимметричной чаши. Мощность рудного тела — 120—240 м, глубина верхней границы штокверка — 1050 м. Руды прожилково-вкрапленные; запасы молибдена составляют 1 млн т, среднее содержание молибдена в руде 0,24%, бортовое — 0,12%. Единственным извлекаемым минералом является молибденит; другие, развитые в рудных телах и околорудных породах —

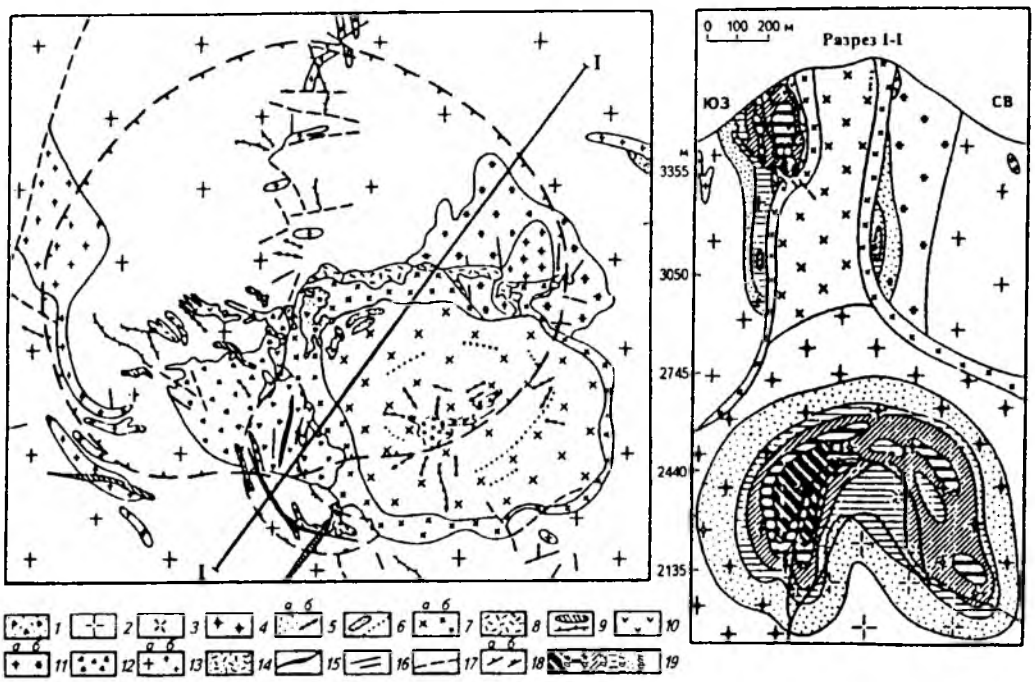


Рис. 71. Геологическая карта и разрез месторождения Юреd-Гендерсон (по С. Р. Уоллесу и др., 1978)

1 — неоген-палеогеновая брекчия пика; 2 — порфировидные средне- и тонкозернистые граниты Гендерсон; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры Праймос; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры Юреd; 5 — магматические обломочные породы (а) и их дайка (б); 6 — концентрические дайки риолитовых порфиритов; 7 — кварц-полевошпатовые порфиры Ред-Маунтин: крупнозернистая (а) и краевая (б) фазы; 8 — валунная брекчия; 9 — радиальные дайки риолитовых порфиров; 10 — дайки и небольшие массивы кварцевых порфиров; 11 — кварц-полевошпатовые породы свиты Восточный Кноб: крупнозернистые (а) и мелкозернистые (б); 12 — кварцевые порфиры и брекчия свиты Тангстен-Слайд нерасчлененные; 13 — граниты Силвер-Плюм: крупнозернистые древние (а) и средне- и мелкозернистые молодые (б); 14 — кварц-полевошпатовая формация Айдахо-Спрингс; 15 — жилы, содержащие молибденит; 16 — жилы, содержащие кварц, серицит, родохрозит, родонит, флюорит, гематит, сульфиды; 17 — тектонические нарушения; 18 — рудные контуры, содержащие молибденита более 0,2 % на месторождениях Гендерсон (а) и Юреd (б); 19 — рудная минерализация различной интенсивности

пирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, гюбнерит, — практического значения не имеют. Преобладающую часть запасов составляют мелкочешуйчатый молибденит в тонких (от 0,3 до 2,0 мм) прожилках, выполненных кварцем, серицитом, калиевым полевым шпатом, флюоритом, пиритом. В нижней части рудного тела мощность прожилков увеличивается до 5—25 мм, в их составе появляются мусковит, топаз, иногда биотит, крупночешуйчатый и розетковидный молибденит. Отмечаются признаки переотложения руд в связи с внедрением гранитов Гендерсон, завершающих формирование рудоносного комплекса.

Медно-молибден-порфировые месторождения

Сорское месторождение находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау и располагается в приосевой, апикальной части Уйбатского плутона, являющегося представителем формации орогенных батолитов пестрого состава и локализованного в одном из поднятий складчатой системы каледонид Алтае-Саянской области. Массив, возраст которого оценивается в 476 млн лет, прорывает рифейские и нижнекембрийские карбонатные формации, сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенными породами. Рудное поле сложено магматическими породами различных фаз внедрения - - диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, плагиогранитами, формирование которых сопровождалось процессами магматического замещения и ассимиляции.

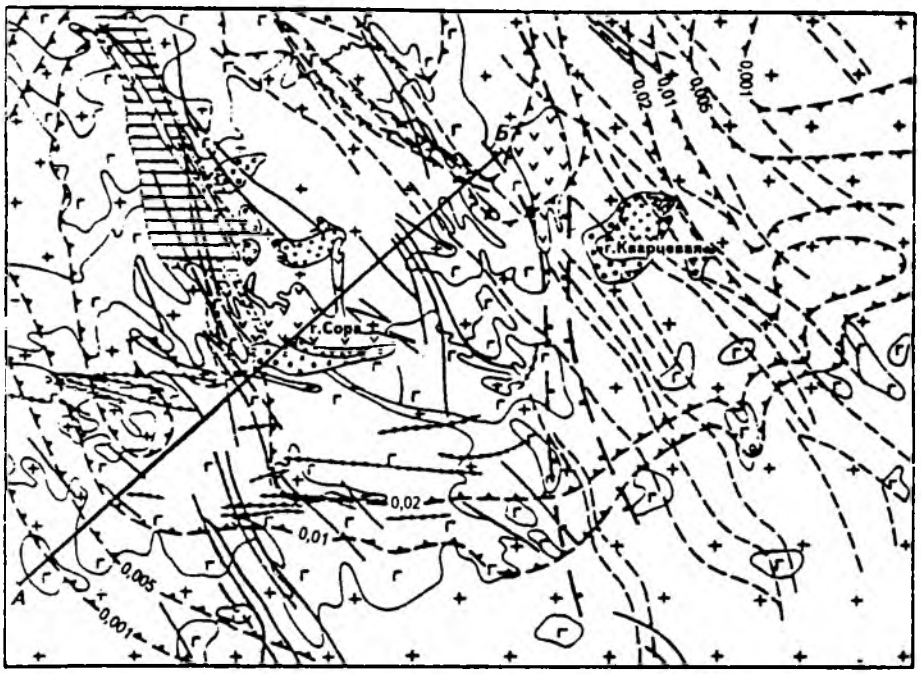
В южной части месторождения прослежен широтный пояс дорудных даек спессартитов и диоритовых порфиров. Вслед за ними были образованы субвулканические тела субщелочных порфиров сложной формы, сопровождающиеся эруптивными брекчиями. Самые поздние послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофиров являются корнями девонских эффузивов, развитых в Минусинских впадинах. Основная масса руды сосредоточена в плагиогранитах и в меньшей степени в меланократовых породах, образующих их кровлю (рис. 72).

Рудный штокверк локализован в узле пересечения широтной и северо-западной тектонических зон. Помимо этого, рудные жилы и прожилки контролируют-

ся трещинами других направлений, в том числе пологими контракционными трещинами. Мощности жил и прожилков колеблются от долей сантиметра до одного метра, преобладают — 5—20 см.

Рудный штокверк состоит из двух (западной и восточной) относительно обособленных частей, каждая из которых имеет северо-западную ориентировку и содержит в центральной части практически безрудное ядро, состоящее из штокообразных тел кварцевых, полевошпатовых и кварц-полевошпатовых образований с бедной медной минерализацией. Эти наиболее ранние образования сменяются зонами богатых брекчиевых руд и окружены более поздними прожилковыми и прожилково-вкрапленными рудами, содержащими основные запасы молибдена и меди. Максимальная глубина распространения штокверкового оруденения составляет в центре около 1000 м, а на флангах — 300—500 м. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды состоят из крупных сферолитовых выделений молибдена, мелкозернистого пирита, борнита и халькопирита, изредка встречается рутил. Жильные минералы — кварц и незначительные количества мусковита с реликтами калиевого полевого шпата. Температура образования руд, по данным гомогенизации первичных включений в кварце, составляет 380—440 °С. Образование брекчиевых руд связано с эксплозивными процессами и происходит при температуре 310—380 °С. Завершился рудный процесс формированием свинцово-цинковой минерализации, проявленной маломощными кварцево-карбонатными прожилками с флюоритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, висмутом, буланжеритом, галеновисмутитом. Эта минерализация развита в периферических частях месторождения среди березитизированных пород. Самыми поздними являются редкие прожилки карбонатов.

Рудная зональность на месторождении проявлена слабо и выражена в приуроченности максимальных концентраций меди, а также сопутствующих серебра и цинка к центральным частям штокверковых тел; к флангам содержание меди уменьшается, а молибдена остается практически постоянным. Вольфрам не характерен для Сорского месторождения, но в верхних



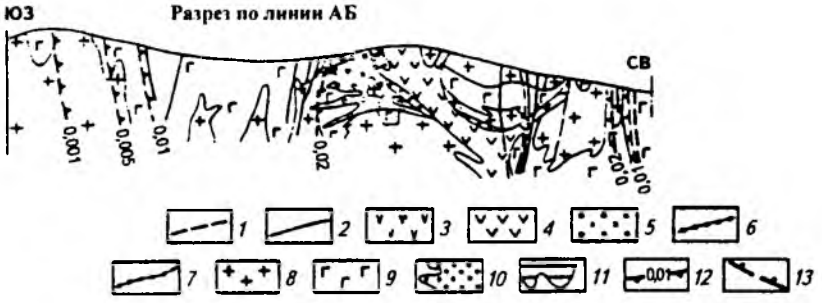


Рис. 72. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Сорского месторождения (по В. Покалову)

1 — дайки ортофиров; 2 — дайки диабазовых порфиритов; 3 — субщелочные кварц-содержащие порфиры II; 4 — субщелочные кварцсодержащие порфиры I; 5 — кварцевые тела; 6 — полевошпатовые тела; 7 — дайки спессартитов; 8 — дайки диоритовых порфиритов; 9 — лейкократовые граниты; 10 — диориты; 11 — брекчиевые молибденовые руды; 12 — первичные ореолы молибдена; 13 — барьер безрудных или слабоминерализованных пород в Сорском штокверке

горизонтах отмечаются несколько повышенные его содержания. Содержание рения в молибдените с глубиной уменьшается от 80 — 100 г/т на верхних горизонтах до 10 — 25 г/т на глубине 800 — 900 м. По мнению В. Покалова, оруденение Сорского месторождения сформировано в результате прерывистой струйчатой деятельности магматогенной рудогенерирующей системы.

Месторождение Эль-Тениенте расположено в восточной зоне Главной Кордильеры Чили, в южной части палеоцен-плиоценового вулкано-шгутонического пояса. В районе месторождения развиты разновозрастные комплексы вулканогенных и интрузивных образований. В основании разреза выделена мощная (около 3000 м) толща смятых в складки триасо-неокомных морских и верхнемеловых континентальных вулканогенно-осадочных пород. На них относительно спокойно залегают породы эоценовой формации Фарольонес (мощностью 2500 м), представленные экструзивными телами андезитов, лавами андезитов, базальтов, риолитов с прослоями пирокластов, лагунных отложений, телами агломератов. Эти породы прорваны интрузивами преимущественно гранодиоритового состава; менее развиты диориты, адамеллиты, монциниты и лампрофиры. Формация Фарольонес перекрыта четвертичными андезитами, брекчиями, вулканическим пеплом общей мощностью 100 — 200 м, образованными в результате трещинных извержений ледникового периода.

На площади месторождения (по Ф. Камю, 1975) горизонтально залегающие андезиты формации Фарольонес прорваны небольшим массивом и мелкими телами кварцевых диоритов, формирование которых датируется началом плиоцена. Вслед за этим образовалось крупное дайкообразное тело дацитовых порфиров. С кварцевыми диоритами и дацитовыми порфирами, являющимися предположительно выступами Андского батолита, генетически связаны руды Эль-Тениенте — типичные представители меднопорфировых месторождений. И, наконец, плиоценовый импульс магматической активности завершился формированием сложно построенной брекчиевой трубки, получившей название трубки Браден. Наличие именно этого элемента отличает месторождение от других медно-мо-

либден-порфировых месторождений. Округлая в плане трубка с диаметром на поверхности 1300 м сужается книзу, благодаря чему напоминает по форме несколько наклоненную на запад воронку, выполненную брекчированными окружающими породами (андезиты, кварцевые диориты, дацитовые порфиры с небольшим количеством туфов в верхней части), которым свойственны элементы градационной и косой слоистости. Трубка окаймляется кольцом брекчий краевого пояса шириной 20—40 м, сформированных до возникновения брекчий Браден. По преобладающему составу обломков в брекчиях краевого пояса выделяют андезитовые, дацитовые, диоритовые и смешанные. В цементе брекчий вместе с туфогенным материалом, а также кварцем, турмалином, небольшим количеством гипса, карбонатов содержатся сульфиды и сульфосоли меди, молибденит и другие минералы. Промышленные руды месторождения, оконтуренные по бортовому содержанию меди 0,5%, образуют в плане овальную зону, охватывающую вмещающие андезиты, дацитовые порфириты, мелкие тела и часть штока кварцевых диоритов и брекчии краевого пояса. При этом до 80% руд локализовано в андезитах, менее 20% приходится на кварцевые диориты и дацитовые порфириты. В брекчиях внутренней части трубки рудная минерализация отсутствует. Таким образом, рудное тело имеет в плане форму деформированного кольца, длинная ось которого составляет около 2,5 км, а наибольшая ширина достигает 600 м (рис. 73).

В рудном штокверке первичные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом, молибденитом, теннантитом-тетраэдритом, более редкими — магнетитом, спекуляритом и энаргитом. Встречаются жилы с галенитом и сфалеритом. Промышленные руды развиты в пределах зоны калиевых изменений с участками окварцевания и серицитизации. Внешнюю зону образуют пропилитизированные породы. На месторождении развита зона окисления мощностью от 30 до 120 м (в брекчированных участках до 450 м); среднее содержание меди около 0,25%. Зона вторичного обогащения прослеживается местами до 500 м ниже эрозионного среза, содержание меди в отдельных участках достигает 5%. В первичных рудах среднее содержание

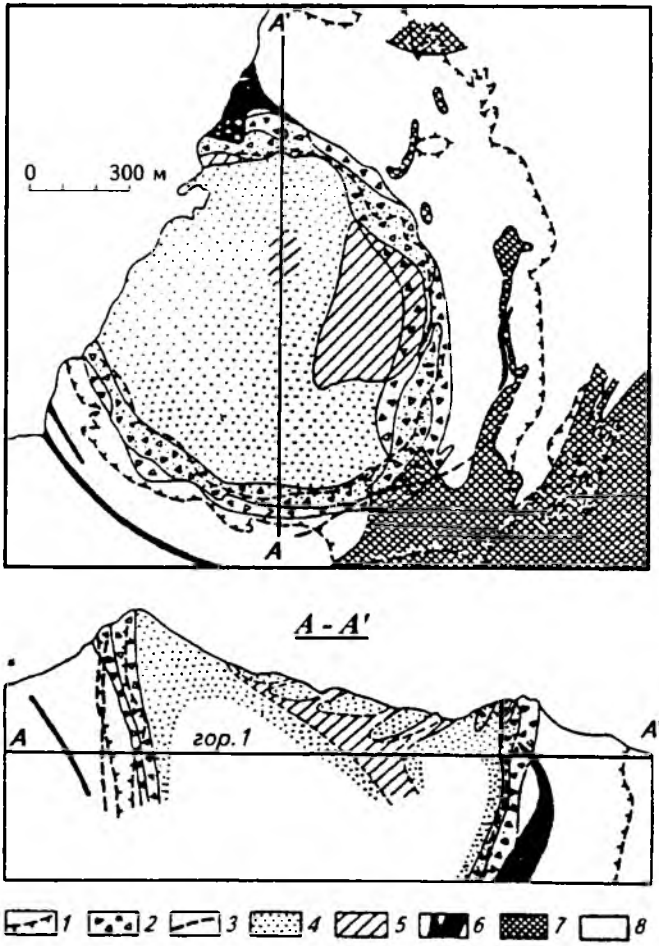


Рис. 73. Геологический план и разрез горизонта I месторождения Эль-Тениенте (по Ф. Хоузлу и Дж. Моллою, 1960)
1 — руды с бортовым содержанием меди 1 %; 2 — брекчия; 3 — лампрофиры; 4 — породы формации Браден; 5 — латитовые порфиры; 6 — дацитовые порфиры; 7 — кварцевые диориты; 8 — породы формации Фареллонес

меди около 2%, молибдена — 0,048%. Кроме того, огромные запасы сосредоточены в бедных рудах с содержаниями меди 0,5 — 1,0%.

В рудном теле отчетливо проявлена зональность: в центральных частях развита молибденово-медная минерализация, по периферии — низкотемпературная сульфидная (галенит, сфалерит, стибнит).

На месторождении действует крупнейший в мире медный рудник с подземной отработкой. Молибденит извлекается попутно с медью.

Металлогения

Эндогенные месторождения молибдена связаны с крупными гранитоидными шгутонами, формировавшимися в завершающие этапы развития складчатых областей, а также в связи с процессами тектоно-магматической активизации древних консолидированных областей. Распределение запасов молибдена по металлогеническим эпохам подчиняется той же закономерности, которая отмечена для олова и вольфрама — от древних к молодым эпохам они увеличиваются. Как уже отмечалось, состав руд месторождений обусловлен составом и петрологическими особенностями рудоносных комплексов.

По особенностям состава руд, условиям локализации и закономерностям размещения молибденовые месторождения обнаруживают большое сходство с оловянными и вольфрамовыми. Основные геолого-промышленные типы месторождений этих трех металлов образуют своеобразные эволюционные ряды. Скарновые, грейзеновые, гидротермальные плутоногенные месторождения в большинстве своем являются комплексными и разделяются на оловянные, молибденовые и вольфрамовые довольно условно — по относительному преобладанию того или иного компонента. А это, в свою очередь, определяется особенностями состава рудопродуцирующих комплексов. Интрузивные и вулкано-плутонические рудоносные комплексы в общем имеют известково-щелочной характер, отличаются пересыщенностью глиноземом, многофазностью, повышением щелочности и активности калия к концу магматического процесса. В то же время от-

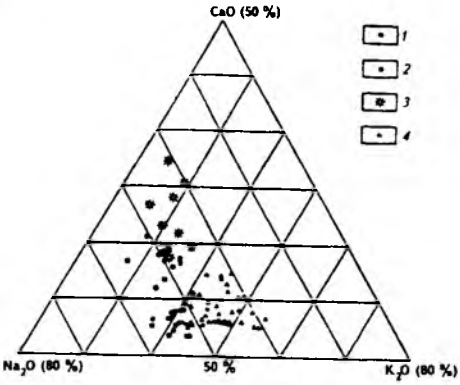


Рис. 74. Соотношение натрия, калия и кальция в рудоносных гранитоидах (по В. Поцалову)
1 — лейкократовые граниты с вольфрам-молибденовым оруденением; 2 — амфибол-биотитовые граниты с молибденовым оруденением; 3 — монцониты, диориты, гранодиориты с медно-молибденовым оруденением; 4 — оловорудные граниты

четливо проявлена связь металлогенической специализации рудоносных гранитоидов с их петрохимическими особенностями, в частности, молибде-ноносные плутоны характеризуются повышенной щелочностью, а оловорудные — более высокой калиевостью (рис. 74).

Большей специфичностью отличаются вулканогенные гидротермальные месторождения этих металлов. Если оловянные и вольфрамовые руды могут быть объединены в один ряд, то молибденовые резко отличаются от них, ассоциируясь с ураном. Вообще ряды основных типов месторождений олово-вольфрама-молибдена характеризуются определенной направленностью, которая в известной степени согласуется с порядком чередования зон в геохимических колонках комплексных месторождений. А именно, в направлении от оловянных месторождений, обычно более высокотемпературных и характеризующихся развитием редкометальных и редкоземельных ассоциаций, к вольфрамовым и далее к молибденовым — постепенно увеличивается роль сначала бериллия, затем висмута, полиметаллов и меди.

Для экзогенных месторождений соответствующая направленность выражается в том, что для олова основным промышленным типом являются россыпные месторождения, в структуре запасов вольфрама россыпи занимают одно из последних мест, но вольфрам

концентрируется в осадочном процессе, молибден вообще не образует россыпных месторождений, но для него характерны крупные скопления в некоторых типах осадочных пород, хотя и убогие по содержанию металла.

Отмеченная близость поведения олова, вольфрама и молибдена в рудных процессах диктует необходимость учитывать ее при металлогенических и в особенности прогнозных построениях. Тем более для этих металлов важна единая геолого-промышленная типизация.

■ ВИСМУТ

Этот металл известен с древнейших времен, но открыт он лишь в конце XVIII в. Раньше его считали разновидностью сурьмы, олова, иногда свинца. Отечественный металлический висмут был получен впервые в 1918 г. из руд Букукинского вольфрамового месторождения.

Висмут со Средневековья и до наших дней используется для фармацевтических целей: его соли применяются при обработке ран и лечении желудочно-кишечных заболеваний. Он является ценным компонентом косметических средств. Висмут широко используется для создания разнообразных сплавов со свинцом, оловом, мышьяком и кадмием, особенностью которых являются низкие температуры плавления — более низкие, чем точки плавления входящих в их состав металлов. В металлургии висмут применяют для получения специальных сортов стали и чугуна. Ядерная и космическая техника, электронная, стекольная отрасли промышленности и другие также являются потребителями висмута.

Висмут получают в основном как попутный компонент при переработке комплексных руд: кобальт-никель-висмут-серебро-урановых, олово-вольфрам-висмутовых, мышьяково-висмутовых, медно-висмутовых, а также висмутсодержащих свинцовых, медных, медно-золотых и др. Общие запасы висмута оцениваются в 150 тыс. т. Годовая добыча его превышает 4 тыс. т металла. Месторождения по запасам висмута подразделяются на мелкие — менее 1 тыс. т, средние — 1 — 4 тыс. т, крупные — 4 — 10 тыс. т. Известны уникальные место-

рождения, запасы которых превышают 10 тыс. т. Цена металлического висмута более 6,5 тыс. долл/т.

Собственно висмутовые месторождения известны в Боливии, Рудных Горах, Испании, Аргентине, Средней Азии, Туве. Висмутсодержащие месторождения распространены достаточно широко в Канаде, США, Южной Корее, Китае, Казахстане. В России они находятся на Кавказе, Урале, Алтае. Основные висмутодобывающие страны — Боливия, Мексика, Перу.

Геохимия и минералогия

Кларк висмута $9 \cdot 10^{-7}$%, содержание висмута возрастает от ультраосновных пород ($1 \cdot 10^{-7}$) к кислым ($1 \cdot 10^{-6}$). Промышленные концентрации его образуются в связи с постмагматическими процессами гранитной магмы. Висмут относится к группе халькофильных элементов, его ближайшие аналоги — сурьма и свинец. Важнейшие минералы висмута представлены сульфидами, сульфосолями, самородным висмутом, гидроксидами и карбонатами. Промышленное значение имеют немногие из более чем 120 известных минералов: самородный висмут Bi, висмутин Bi_2S_3 (81,3%), виттихенит Cu_3BiS_3 (42,15%), тетрадимит Bi_2Te_2S (59,27%), галенобисмутит $PbBi_2S_4$ (55,48%), козалит $Pb_5Bi_2S_5$ (42,1%), айкинит $CuPbBi_2S_3$ (36,29%). В зоне окисления развиваются бисмит Bi_2O_3, бисмутит Bi_2CO_3OH и другие минералы.

Более 90% висмута в мире получают попутно из руд цветных и редких металлов. Сырьем для получения висмута служат свинцовые, частично медные и в меньшей степени оловянные концентраты. Среднее содержание висмута в первичных рудах висмутсодержащих месторождений составляет от 0,003 до 0,06%, в концентратах — 0,01 – 0,6 (в свинцовом) и более 0,1% (в медном). Содержание висмута в первичных рудах собственно висмутовых месторождений превышает 0,2%, висмутовый концентрат, получаемый из таких руд, должен содержать не менее 0,6% висмута и не более 5% меди.

Типы промышленных месторождений

Среди висмутсодержащих месторождений выделяют: грейзеновые, скарновые, колчеданно-полиметал-

лические и медноколчеданные. Собственно висмутовые месторождения представлены: плутоногенными гидротермальными и вулканогенными гидротермальными.

Грейзеновые месторождения

В грейзеновых месторождениях вольфрам-олово-висмутового типа висмутовая минерализация проявлена обычно в контуре вольфрамового оруденения, хотя корреляция между содержаниями этих компонентов отсутствует. Более подробная характеристика месторождений содержится в подразделах «Олово» и «Вольфрам».

Скарновые месторождения

Скарново-шеелитовые висмутсодержащие месторождения вместе с грейзеновыми обеспечивают 45% мировой добычи висмута. Подробное описание их приведено в подразделе «Вольфрам».

Скарново-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения, содержание висмута в которых колеблется от 0,003 до 0,04%, иногда достигая 0,1%, представляют промышленный интерес. При обогащении руд висмут накапливается в галенитовом концентрате. Эти промышленные типы месторождений обеспечивают 25% мировой добычи висмута. Характеристика этих типов месторождений дана в подразделе «Свинец и цинк».

Медно-скарновые и медноколчеданные месторождения, охарактеризованные в подразделе «Медь», также при определенных условиях могут служить источником висмута. Попутное извлечение висмута из медных концентратов целесообразно при содержании его не менее 0,1%. Медные концентраты из медноколчеданных и медно-скарновых месторождений обеспечивают до 15% мировой добычи висмута.

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Висмутовые гидротермальные месторождения связаны с гранитоидными интрузиями. Рудные тела в виде жил, жильных зон, линзообразных залежей располагаются преимущественно среди вмещающих осадочных пород. Протяженность жильных зон в среднем

первые сотни метров, жил — 100 — 150 м. Минералообразование обычно протекало в несколько стадий: арсенопиритовую, кварц-висмутовую, сульфидную с висмутином, послерудную кварц-карбонатную. Среди плутоногенных гидротермальных месторождений висмута можно выделить три рудные формации: пятиэлементную (Co-Ni-Ag-Bi-U), сульфидно-касситеритовую с висмутом, арсенопирит-висмутовую.

Месторождения пятиэлементной формации, наиболее яркими представителями которых являются Аннаберг, Шнееберг и другие в Рудных Горах Германии и Чехии охарактеризованы в подразделах «Серебро» и «Уран». Они невелики по масштабам, но отличаются наиболее высоким содержанием висмута в рудах. Рудные тела — небольшие жилы мощностью до 5 м или линейные штокверки. Вертикальная зональность выражается в приуроченности серебряных руд к верхним горизонтам, а висмутовых — к нижним. К этому типу относятся также месторождения Канады (район Большого Медвежьего озера), США (Монте-Кристо).

Примером месторождений сульфидно-касситеритовой формации служит Тасна в Боливии, в прошлом основной поставщик висмута. Район месторождения сложен глинистыми сланцами и кварцитами силура, рассеченными дайками кварцевых диоритов. Под влиянием невскрытого гранитоидного массива породы превращены в кварц-турмалиновые роговики. Вблизи контактов с дайками локализованы рудные жилы с касситеритом и вольфрамитом. Обособленно от них располагается несколько параллельных жил с богатыми рудами висмута. Протяженность жил — 500 — 600 м, мощность — 0,6 — 2,0 м.

Жилы сложены кварцем (10%), и сульфидами (90%), среди которых преобладают висмутин, халькопирит, пирротин и пирит с примесью крупных кристаллов вольфрамита, арсенопирита и небольшим количеством сфалерита, станнина, джемсонита, самородного висмута. Первичные руды содержат 2 — 8% висмута. До глубины 60 м руды окислены, содержат много бисмутита. По некоторым данным, месторождение может быть отнесено к вулканогенным гидротермальным.

К арсенопирит-висмутовой формации относятся месторождения Средней Азии.

Месторождение Устарасай находится в пределах Брич-Муллинского рудного поля в Чаткольском хребте на территории Узбекистана. Рудное поле приурочено к антиклинальной складке, в ядре которой залегают песчаники, кварциты и конгломераты Франского яруса, в верхней части которых располагается горизонт тонкослоистых и сланцеватых известняков. Эти породы перекрыты тонкослоистыми известняками турне. В пределах рудного поля присутствуют небольшие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, дайки диабазов, развиты пологие надвиги и крутопадающие сбросы (рис. 75).

Рудные тела локализуются в фаменских известняках в виде пластообразных рудных залежей и секущих кварц-висмутовых жил. Выделяются арсенопиритовые, пирротин-висмутовые, кварц-висмутовые руды. Главные рудные минералы — арсено-пирит, пирротин, пирит, висмутин, самородный висмут, козалит, жильные — кварц, тремолит, хлорит, второстепенные минералы — халькопирит, сфалерит, галенит, бурнонит, буланжерит, галенобисмутит, висмутовый джемсонит, а также кальцит, сидерит, флогопит и апатит. Текстуры руд массивные, полосчатые, пятнистые, вкрапленные, друзовые. Предрудные изменения пород выражены тремолитизацией, актинолитизацией и калишпатизацией, в качестве околорудных изменений фиксируются мусковитизация, доломитизация, окварцевание, хлоритизация.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Месторождения этой группы немногочисленны, они связаны с вулканогенными комплексами дацит-риолитовой формации. Рудные тела в виде ветвящихся жил, линз, штокверковых зон, реже трубообразных залежей локализуются в вулканических структурах и приурочены к субвулканическим дайкам, жерловинам, неккам. Вмещающие породы подвержены пропилитизации, окварцеванию, серицитизации и хлоритизации.

Вулканогенные месторождения известны в Средней Азии, Италии и в других странах.

Месторождение Адрасман находится в Восточном Карамозаре на территории Таджикистана. Район мес-

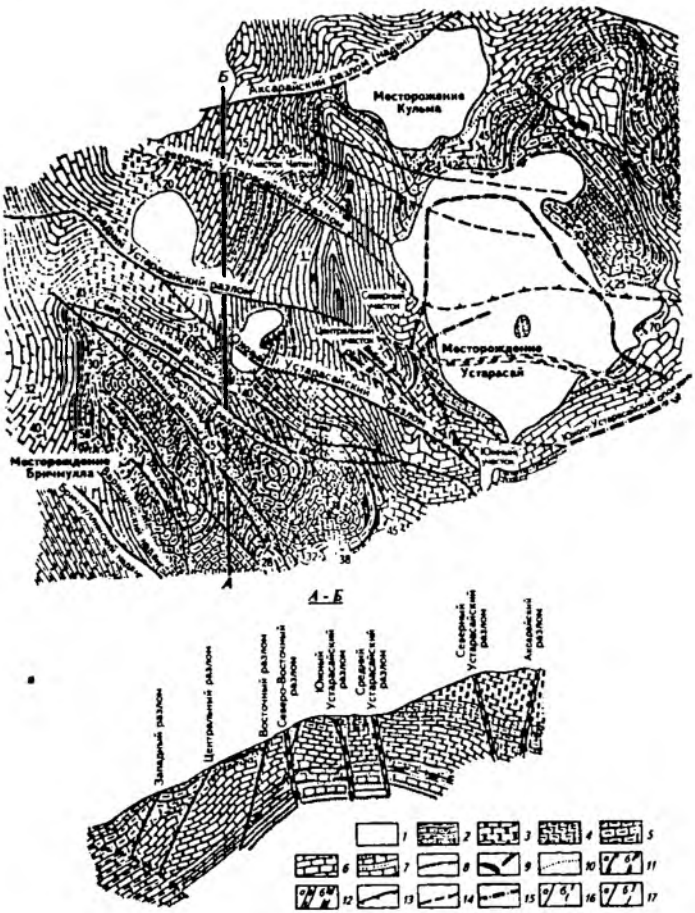


Рис. 75. Схематическая геологическая карта юго-западной части Бричмуллинского рудного поля (по Х. Валиулиной, В. Брудневскому и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, известняки, глины и конгломераты неогена и палеогена; 3 — доломиты чаватинской свиты (C_1t_1Cv); 4 — известняки и известковистые алевролиты бричмуллинской свиты (C_1t_1br); 5 — известняки останасайского горизонта (C_1t_1ost); 6 — известняки фаменского яруса — брахиоподовый и криноидный горизонты (D_3f_m); 7 — известняки и известковистые алевроли-

торождения сложен вулканогенной толщей риолитового состава позднепермско-раннетриасового возраста. Рудные тела расположены в жерловой зоне вулкана и приурочены к зоне пересечения разломов субширотного и субмеридионального простирания. Главное рудное тело имеет форму раструба, переходящего на глубине 200 м в рудный столб. Кроме этого, имеются более мелкие тела — жилы, линзы, штокверковые зоны (рис. 76). Главные минералы руд — пирит, гематит, арсенопирит, халькопирит, берриит, эмплектит, жильные — кварц и хлорит, второстепенные минералы — висмутин, самородный висмут, арсенопирит, пирротин, борнит и сфалерит, а также ортоклаз и серицит. Выделено три стадии минерал ообразования: предрудная кварц-серицитовая, пирит-гематитовая, полисульфидная (медно-висмутовая). Текстуры руд — полосчатые, друзовые, вкрапленные, прожилковые, гнездовые и крустификационные. Вмещающие породы хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы.

Возраст оруденения близок возрасту вмещающих пород и оценивается как позднепермско-раннетриасовый. Имеются свидетельства приуроченности рудных тел к разломам, достигавшим в процессе оруденения дневной поверхности.

Металлогения

Металлогения висмута определяется принадлежностью его эндогенных месторождений к постмагматическим образованиям гранитных магм. Формирование месторождений происходило в поздние стадии геосинклинального цикла и в связи с процессами тектоно-магматической активизации. В истории развития

ты — переходный горизонт (D_3fr_3); 8 — кварциты франского яруса (D_3fr_1); 9 — контуры проявления рудной минерализации; 10 — контуры интенсивно тремолитизированных пород; 11 — установленные (а) и предполагаемые (б) надвиги; 12 — установленные (а) и предполагаемые (б) зоны дробления пород; 13 — разломы; 14 — тектонические нарушения трещинного типа — сбросы, взбросы; 15 — границы оползней; 16 — установленные (а) и предполагаемые (б) согласные контакты пород; 17 — установленные (а) и предполагаемые (б) несогласные контакты пород

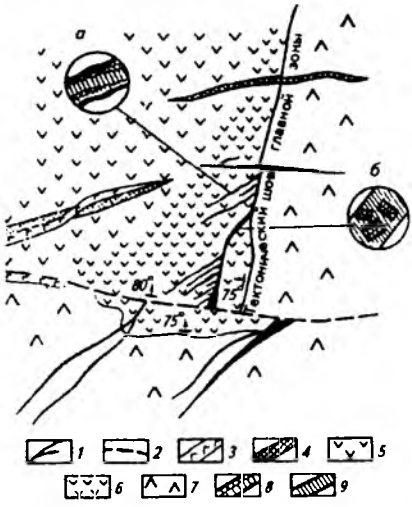


Рис. 76. Схема строения медно-висмутового Адрасманского месторождения (по Ф. Вольфсону и А. Дружинину)
а — схема строения рудоносной жилы, приуроченной к оперяющей трещине отрыва; б — схема строения рудоносной жилы, приуроченной к тектоническому шву Главной зоны
1 — рудоносные трещины; 2 — свинцовый разлом; 3–4 — дайки: 3 — диабазового порфирита, 4 — кварцевого сиенит-порфира; 5–6 — туфолавы кварцевого порфира: 5 — покровные, 6 — образующие некк; 7 — верхнепалеозойские кварцевые порфиры; 8 — минералы I стадии; 9 — минералы II стадии

земной коры висмутсодержащие месторождения возникали в различные эпохи — от протерозойской до альпийской, среди которых выделить наиболее продуктивную не представляется возможным.

■ РТУТЬ И СУРЬМА

Ртуть известна с древнейших времен. Имеются свидетельства о том, что за 2000 — 2500 лет до н. э. китайцы использовали ее в лечебных целях и знали о ее способности растворять золото и серебро. За 300 лет до н. э. греки разрабатывали испанское месторождение Альмаден. Следы старинных разработок ртути обнаружены на Хайдарканском месторождении в Средней Азии, на Никитовке в Донбассе.

Сурьма наряду с золотом, медью и ртутью считается доисторическим элементом. Из сурьмы делали сосуды в Вавилоне за 3000 лет до н. э. Предметы из металлической сурьмы, найденные на территории Грузии, имеют возраст 1000 лет до н. э. Алхимический знак

сурьмы — хищный волк с раскрытой пастью. Такой символ сурьма получила из-за поразительной способности растворять все металлы.

Ртуть обладает рядом необычных свойств: это единственный металл, жидкий при нормальной температуре, способный растворять (амальгамировать) золото, серебро и другие металлы. Ртуть используется в химической промышленности (45%) для получения хлора и каустической соды, красок, сулемы, каломели, различных катализаторов. Около трети рафинированной ртути используется в электронной и электротехнической отраслях промышленности для осветительной аппаратуры, приборов, аккумуляторных батарей. Для измерительных инструментов, стоматологического оборудования и других целей используется около 25% ртути. Ртуть высокотоксична, и ее использование ограничивается требованиями безопасности.

Сурьма в древности использовалась для изготовления красок. Латинское название ее происходит от названий косметических и фармацевтических средств. В настоящее время больше половины сурьмы используется для получения огнестойких соединений, свыше 13% — для изготовления аккумуляторных батарей, 6% — пластмасс, более 7 — керамики и стекла.

Ресурсы ртути, выявленные в 25 странах мира, оцениваются в 675 тыс. т, что может обеспечить современный уровень добычи более чем на 100 лет. Общие запасы ртути составляют 295 тыс. т, рентабельны в современных условиях не более 100 тыс. т. Ведущая роль в минерально-сырьевой базе ртути принадлежит Испании, Киргизии, России, Алжиру, Украине и Югославии, суммарные запасы которых составляют 207 тыс. т, или более 70% мировых запасов ртути. Годовое производство первичной ртути в последние годы заметно сокращается — с 4,99 тыс. т в 1989 г. до 2,96 тыс. т в 1993 г. Производство вторичной ртути из использованных измерительных приборов, батарей, ламп, отходов составляет примерно 480—500 т в год. Резкий спад в производстве и потреблении ртути отмечается в развитых странах, где в связи с ужесточением требований по охране окружающей среды введены строгие ограничения на использование ртути в промышленности и сельском хозяйстве. Цена ртути на мировом рынке

также устойчиво снижается с 8700 в 1988 г. до 3196 долл/т в 1994 г.

Ресурсы сурьмы, выявленные в 32 странах мира, оцениваются более чем в 7,2 млн т, общие запасы составляют более 5,5 млн т, подтвержденные — 4,2 млн т. Текущий уровень добычи обеспечен более чем на 65 лет. Наиболее крупные запасы (почти 82% мировых) сосредоточены в Китае (43%), Боливии, ЮАР, Таджикистане, России, Киргизии, Мексике. Производство сурьмы в концентратах в последние годы колеблется от 109 до 73,5 тыс. т. По уровню добычи и производства концентратов Россия занимает 2-е место в мире (более 3%) после Китая (более 84%). Потребление сурьмы достаточно стабильно и имеет тенденцию к росту благодаря расширению производства огнестойких присадок и покрытий. Цена 1 т металлической сурьмы колеблется от 1875 долл. в 1991 г. до 1670 долл. в 1993 г. и резко повышается в 1994 г. — 3850 долл.

Ртуть и сурьму получают как из монометальных, так и из комплексных сурьмяно-ртутных руд. Кроме того, их попутно извлекают из полиметаллических, оловянных, вольфрамовых и других руд.

Масштабы месторождений ртути и сурьмы соизмеримы: уникальные содержат более 100 тыс. т металла, крупные — 100—25 тыс. т, средние — 25—20 тыс. т, мелкие — менее 10 тыс. т, а для ртути — менее 3 тыс. т.

Геохимия и минералогия

Кларк ртути $8{,}3 \cdot 10^{-6}$, сурьмы — $5 \cdot 10^{-5}$%. В различных типах изверженных пород содержания сурьмы и ртути мало изменяются, повышенным кларком отличаются только производные базальтоидных магм. Источник сурьмы и ртути — ювенильный, подкоровый. Перенос ртути из магматических источников осуществляется, вероятно, в форме сульфидных комплексов (HgS_2^{2-}) в высококонцентрированных щелочных растворах.

Сурьма гидротермальными растворами транспортируется в комплексных соединениях в виде тиокислот типа Na_3SbS_3, возможен перенос в галогенидах, обладающих высокой летучестью. В ходе эндогенного рудогенеза геохимические пути ртути и сурьмы неред-

ко тесно сближаются, что выражается в образовании общих минералов (ливингстонит) и месторождений с комплексными ртутно-сурьмяными рудами. В зоне окисления оба элемента рассеиваются, не образуя практически значащих концентраций.

Из 75 известных минералов сурьмы основным в первичных рудах является антимонит Sb_2S_3 (71,4%), меньшее значение имеют бертьерит $FeSb_2S_4$ (57,0%), гудмундит FeSbS (57,8%), тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (29,2%), джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (35,4%), буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ (25,7%). В окисленных рудах присутствуют валентинит Sb_2O_3 ромб. (83,5%), сенармонтит Sb_2O_3 куб. (83,5%), сервантит Sb_2O_4 (79,2%), кермезит Sb_2S_2O (75,0%) и др. Главное промышленное значение среди более чем двух десятков минералов ртути имеет только киноварь HgS триг. (86,2% ртути). Реже предметом добычи служат самородная ртуть, метациннабарит HgS куб. (86,2%), блеклая руда — шватцит $(Hg, Cu)_{12}Sb_4S_{13}$ (17). В зоне окисления ртутных месторождений образуется самородная ртуть, метациннабарит, каломель Hg_2Cl_2 и другие.

Особо следует отметить ливингстонит $HgSb_4S_8$, являющийся главным рудным минералом на месторождении Гуитцуко в Мексике, содержащий 51,6% сурьмы и 22% ртути. Ртуть извлекают из монометальных ртутных, комплексных сурьмяно-ртутных, полиметальных и ртутьсодержащих руд. До недавнего времени все ртутные руды подвергались прямому металлургическому переделу — возгонке в специальных печах. При этом процессе допустимые минимальные содержания составляют 0,1%, а иногда снижаются до 0,06 – 0,03%. Обычные значения для бедных руд 0,08 – 0,12%, рядовых — 0,1 – 0,2%, средних — 0,2 – 0,3%, богатых — до 1%, очень богатых (уникальных) — до 20%. Извлечение ртути при прямой возгонке достигает для тонкодисперсных руд 85 – 90%, для крупнокристаллических — 88 – 94%. В последние годы все шире используется предварительное обогащение бедных монометальных руд.

Первичные сурьмяные сульфидные руды подвергаются прямому металлургическому переделу лишь при содержании сурьмы в несколько десятков процентов. Среднее содержание сурьмы в сульфидных рудах колеблется от 2 (для согласных залежей) до 12% (для

жильных тел), бортовое содержание — от 0,7 до 1,5%. При гравитационно-флотационном обогащении получают антимонитовый концентрат с содержанием от 30 до 55% сурьмы. Извлечение металла в зависимости от степени окисления — от 50 до 85%. Иногда в монометальных рудах в значительном количестве присутствует самородная сурьма.

Комплексные ртутно-сурьмяные руды также подвергают гравитационно-флотационному обогащению и в зависимости от минерального состава получают два селективных или один комплексный концентрат.

Нередко сурьмяно-ртутные руды содержат в промышленных количествах флюорит, барит и другие компоненты, которые извлекаются в самостоятельные концентраты. Кроме того, полезными компонентами комплексных руд часто являются олово, вольфрам, медь, свинец, цинк, а также золото, серебро, платиноиды.

Типы промышленных месторождений

Ртутные и сурьмяные месторождения различны по генезису. Среди них могут быть выделены плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, стратиформные (телетермальные) и россыпные. Геолого-промышленная классификация месторождений ртути и сурьмы обоснована в работах В. Федорчука, В. Бергера, В. Кузнецова. Наиболее крупные месторождения ртути относятся к стратиформной группе и представлены кварц-диккитовым и карбонатным геолого-промышленными типами. К этой же группе может быть отнесен и джаспероидный тип сурьмяно-ртутных месторождений. Группа гидротермальных вулканогенных месторождений включает в себя карбонатно-полиаргиллитовый, лиственитовый и опалито-алунитовый геолого-промышленные типы ртутных месторождений, кварц-антимонитовый тип сурьмяных месторождений. Плутоногенная группа немногочисленна, представлена кварц-золото-антимонитовым типом сурьмяных месторождений. Россыпные месторождения промышленного значения не имеют. Генетическая принадлежность некоторых типов неопределенна и является предметом дискуссий. Отчасти это обусловлено полигенностью месторождений.

Месторождения кварц-диккитового типа

Представлены в основном монометальными киноварными месторождениями. Рудовмещающими являются мощные терригенные комплексы — сероцветные песчаниковые формации с повышенной угленосностью, приуроченные к зонам тектоно-магматической активизации. Особенностью состава рудоносных толщ является присутствие вулканогенных образований — редуцированной базальтовой или трахибазальтовой формации. Рудные тела образуют в основном согласные или пластообразные залежи прожилково-вкрапленных руд в пластах песчаников, претерпевших окварцевание и аргиллизацию. Характерно многоярусное развитие оруденения. Нередко наблюдаются жилообразные, штокверкообразные тела, приуроченные к зонам крутопадающих разломов. Киноварное оруденение по простиранию и на глубину сменяется антимонит-сульфосольно-полиметаллической минерализацией. Содержание ртути в рудах — от сотых долей до 30% и более (штуфные руды). Проблема генезиса кварц-диккитовых месторождений не имеет однозначного решения. Ряд исследователей относят их к телетермальным, возникшим в связи с тектоно-магматической активизацией, другие считают гидротермально-осадочными, связанными с субмаринным базальтоидным вулканизмом. В последние годы укрепляется представление о сингенетичном накоплении ртути в процессе седиментации терригенных толщ и последующей перегруппировки рудного вещества при метаморфизме. На долю кварцдиккитовых месторождений приходится 42 – 44% мировых запасов ртути. К этому типу относятся месторождения Альмаден, Лас-Куэвас, Эль-Энтредиго в Испании, Пинчи-Лейк, Рэд-Дэвл в США, Ламучан в Китае, Никитовка на Украине.

Месторождение Альмаден — уникальное по запасам ртутное месторождение, общие запасы которого соизмеримы с запасами всех остальных ртутных месторождений вместе взятых, с учетом отработанных они оцениваются от 0,5 до 1 млн т. Разработка его продолжается более 2000 лет. Месторождение находится в центральной Испании в пределах Шилонской синклинали протяженностью 25 км, являющейся частью

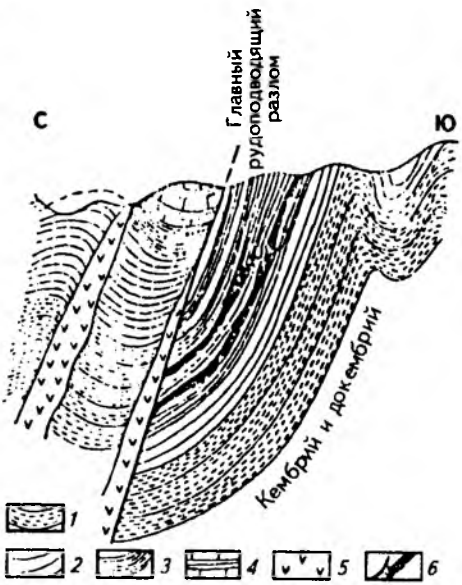


Рис. 77. Геологический разрез месторождения Альмаден
1–3 — отложения нижнего силура: 1 — песчаники, 2 — глинистые сланцы, 3 — углистые сланцы; 4 — пиритизированные графитовые сланцы с прослоями известняков верхнего силура; 5 — дайки диабазового порфирита; 6 — рудоносные кварциты

крупной зоны активизации древнего массива. Синклиналь сложена песчано-сланцевыми отложениями, известняками и вулканическими породами ордовика — силура, перекрытыми терригенными отложениями девона. Вулканиты представлены лавами и туфами базальтов, долеритов и кварцевых андезитов. Их прорывают штоки лейкократовых гранитов. Общая мощность рудоносной толщи 4000 м. Породы смяты в складки, разбиты разрывными нарушениями, пересечены дайками диабазов, риолитов, лампрофиров. Оруденение приурочено к трем крутопадающим пластам кварцитовидных песчаников, залегающих в крыле синклинальной складки (рис. 77). Мощность пачки рудовмещающих пород — до 70 м, мощность продуктивных горизонтов — от 8 до 25 м. Пластовые согласные рудные тела протяженностью по простиранию 350 — 450 м при мощности от 2 до 14 м прослежены на глубину 500 м, а по прогнозам продолжаются до глубины 800 — 1000 м. Руды сложены в основном киноварью и кварцем с незначительными содержаниями антимонита, пирита. В некоторых участках присутствует самородная ртуть, количество которой достигает 20%.

Среднее содержание ртути в добываемой руде около 1%. Прежде отрабатывались более богатые руды с содержанием до 8—10%, а в древности добывались руды с содержаниями 20—30%. Руды представлены тремя типами: массивными, прожилковыми и вкрапленными. Температуры декрепитации киновари от 290 до 230 °С. Ежегодно добывается 1500—2000 т ртути. Обеспеченность месторождения разведанными запасами составляет около 100 лет.

Возраст и генезис месторождения дискуссионен. Согласно одной точке зрения, оно имеет гидротермальную природу, связано со сбросами и сформировалось в альпийское время. Другие исследователи считают месторождение вулканогенно-осадочным, претерпевшим позднее преобразование. В. Федорчук допускает возможность участия в формировании месторождения остаточных магматических расплавов — расплавленной киновари и металлической ртути.

Никитовка. Месторождение находится в Донбассе и приурочено к среднекаменноугольной донецкой формации, представляющей собой угленосную моласу. Толща сложена глинами, песчаниками с подчиненным количеством известняков и углей. В различных горизонтах формации, преимущественно в нижней ее части, развиты пласты эффузивных пород щелочно-базальтового комплекса, наблюдаются дайки андезит-трахиандезитового состава. Рудные тела локализованы в горизонтах кварцевых песчаников мощностью от 5 до 50 м, разделенных более мощными пачками (до 150 м) безрудных сланцев. Основными рудолокализующими структурами служат куполовидные брахискладки, осложняющие антиклиналь субширотного простирания. Складки осложнены диагональными, поперечными и послойными (на крыльях) разломами. Оруденение многоярусное — не менее семи горизонтов песчаников несут ртутную минерализацию. Рудные тела пластообразной и линзообразной формы, сопровождаемые жилами, размещаются в сводовых частях брахискладок. Линзовидные и гнездообразные тела приурочены к крыльям складок. Кроме того, в перемятых и брекчированных породах вдоль разломов фиксируются зоны рассеянной минерализации. Общий вертикальный размах оруденения составляет 1,2 км (рис. 78).

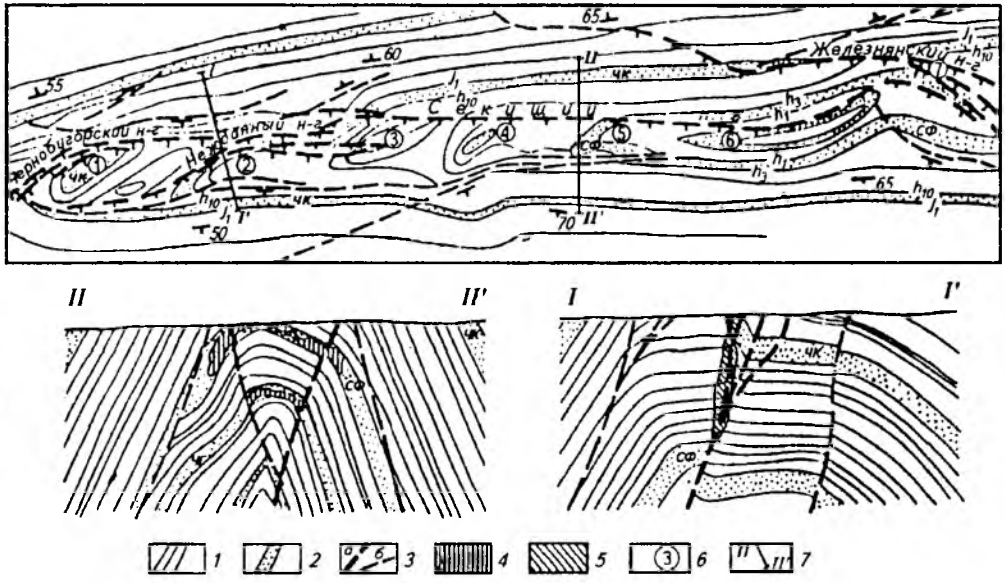


Рис. 78. Геологическая схема Никитовского рудного поля и схематические разрезы участков развития секущего (разрез I—I') и пластового (разрез II—II') типов оруденения (по Г. А. Соловьеву, 1989)

1 — терригенная толща с маломощными горизонтами углей и известняков; 2 — мощные пачки песчаников (чк — чернокурганских, сф — софиевских, чг — чегарникских); 3 — разрывные нарушения: основные рудоконтролирующие надвиги (а), прочие разрывные нарушения (б); 4, 5 — оруденение: 4 — внутрипластового типа, 5 — внутринадвигового типа; 6 — отдельные участки и месторождения Никитовского рудного поля; 7 — линии разрезов

Руды монометальны; главный рудный минерал — киноварь. Содержание ртути в рудах — 0,4 – 1,3%. Иногда встречаются небольшие гнезда и одиночные прожилки антимонита, желваки пирита, в зальбандовых частях тел — вкрапленность арсенопирита. Еще реже встречаются сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, висмутин. Жильные минералы руд — диккит, кварц, карбонаты, на глубоких горизонтах встречается донбассит — минерал группы хлорита. Текстуры руд — вкрапленные, прожилковые, реже массивные и брекчиевые. Температуры образования кварца — 290 – 240°С, киновари и антимонита — 150 – 120 °С. Вмещающие песчаники интенсивно окварцованы, местами превращены в сливные кварциты; проявлена аргиллизация, карбонатизация.

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

Месторождения карбонатного типа

Месторождения монометальные, ртутные связаны с карбонатными и глинисто-карбонатными формациями, характеризующимися повышенной битуминозностью, сероносностью. Примечательно, что и с этими рудоносными формациями ассоциируют редуцированные базальтовые комплексы. По В. Бергеру, рудовмещающие комплексы формируются в обстановке локальных конседиментационных поднятий окраинно-материковых бассейнов. Примером может служить месторождение Идрия в Югославии, занимающее второе место по запасам (18 тыс. т). За 450 лет эксплуатации здесь добыто 200 тыс. т металла. Согласные пластообразные залежи расположены в складчатой пачке триасовых глинистых, мергелистых, битуминозных доломитов, надвинутых на меловые породы. В рифовых известняках располагаются штокверковые зоны. Содержание ртути — от десятых долей до 1%. Руды прожилково-вкрапленные, иногда слоисто-полосчатые, нередко содержат самородную ртуть. Встречаются участки сплошных руд, сложенных «стальной», «печеночной», «кирпичной», «коралловой» киноварью. Не исключается связь месторождения со слабо проявв-

ленным базальтовым вулканизмом среднетриасового возраста.

В месторождениях карбонатного типа заключено 7—8% запасов ртути. Они широко развиты в Юго-Восточном Китае (Ваньшаньская группа), известны в Перу и других странах. В России месторождения этого типа в настоящее время промышленного значения не имеют.

Месторождения карбонатно-полиаргиллитового типа

Относятся к ртутной (метациннабарит-киноварной) карбонатно-аргиллизитовой рудной формации. Связаны с зонами субаэрального вулканизма сводово-глыбовых областей орогенеза и тектоно-магматической активизации. По В. Смирнову, это наземный, преимущественно андезит-дацитовый вулканизм поздней стадии геосинклинального этапа. Месторождения размещаются в складчатых карбонатных и алюмосиликатных породах под недислоцированными, частично эродированными вулканитами. По В. Федорчуку, месторождения обнаруживают связь с вулкано-тектоническими структурами, контролируются некками, приурочены к грибообразным телам опалитов, блокам алунитизированных кислых эффузивов и их туфов, зонам аргиллизации. Связь оруденения с вулканизмом подтверждается данными радиологического датирования. Содержание металла в рудах — десятые доли процента, редко — первые проценты.

Различия в морфологических особенностях и условиях локализации месторождений служат причиной неоднозначных генетических интерпретаций. Многие объекты этого типа обнаруживают сходство как с телетермальными, так и с плутоногенными образованиями.

В карбонатно-полиаргиллитовых месторождениях сосредоточено 14—15% запасов ртути. Наиболее известные месторождения: Монте-Амиата в Италии, Рос-Эль-Ма, Мра-Сма, Исмаил и Фендек в Алжире, Западно-Полянское на Чукотке, Акташ в Горном Алтае и другие.

Месторождение Монте-Амиата находится в Италии. Участок месторождения сложен дислоцированными верхнемеловыми известняками и сланцами, перекрытыми потоком гиперстен-лабрадоровых трахи-

тов четвертичного вулкана Монте-Амиата. Основные залежи тяготеют к зоне контакта осадочных пород и вулканитов, осложненной межформационными тектоническими нарушениями. Рудные тела локализованы преимущественно в тектонической брекчии, мощная залежь которой прослежена в длину на 30 км при ширине 10 км (рис. 79). Вдоль основного рудоконтролирующего нарушения во многих пунктах выходят горячие минеральные источники. Выделяются сероводород и углекислота. Наряду с поднадвиговыми крупными линзовидными залежами (с запасами во многие десятки тысяч тонн), присутствуют штокверки, минерализованные зоны дробления, секущие жилы. Последние прослеживаются на глубину до 100—150 м. Киноварные руды представлены плотными скрытокристаллическими массами, а также порошкообразными разностями. Второстепенные минералы — реальгар, аурипигмент, самородная сера и флюорит. В результате поствулканической гидротермальной аргиллизации вмещающие породы превращены в рыхлую каолиноподобную массу.

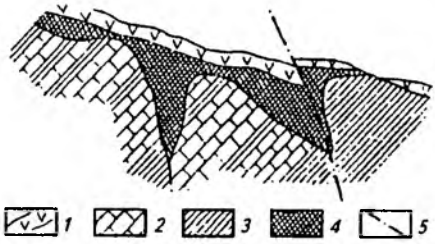


Рис. 79. Схематический геологический разрез месторождения Монте-Амиата 1 — четвертичный поток трахитов; 2, 3 — отложения мела: 2 — известняки, 3 — сланцы; 4 — рудное тело (оруденелые брекчии); 5 — разломы

Формирование руд связано с деятельностью вулканических термальных источников и газовых выделений углекислотно-сероводородного состава.

Месторождение разрабатывалось греками и римлянами. Интенсивная эксплуатация началась с конца XIX в. К настоящему времени добыто свыше 150 тыс. т ртути, и по этому показателю оно уступает только Альмадену и Идрии. Оставшиеся запасы оцениваются в 70 тыс. т. На верхних горизонтах наиболее богатые залежи характеризовались содержаниями в несколько процентов, а иногда и более 20%. С глубиной содержа-

ние постепенно снижалось сначала до 1, затем до 0,6 – 0,5 и в последние годы до 0,3 – 0,2%. В связи с этим добыча ртути в конце 70-х годов приостановлена.

Западно-Полянское месторождение находится на Чукотке. Оно приурочено к структуре миогеосинклинального типа и размещается в толще терригенных пород карнийского яруса верхнего триаса, представленной ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Встречаются породы, обогащенные углистым веществом, содержащим сидеритовые конкреции. Породы смяты в складки и к западу от месторождения перекрыты почти горизонтально залегающими меловыми осадочно-вулканогенными образованиями.

Оруденение локализовано в штокверкоподобной рудной залежи, расположенной под флексурообразным перегибом висячего крыла основной рудоносной антиклинали; вмещающими породами являются сланцы. Под штокверком в висячем боку пласта песчаников располагается согласная линзовидная залежь более бедных руд. Небольшие гнезда и линзообразные тела установлены и в зоне разлома, косо секущего структуру в непосредственной близости от основного рудного тела (рис. 80). Среднее содержание ртути составляет 0,53%.

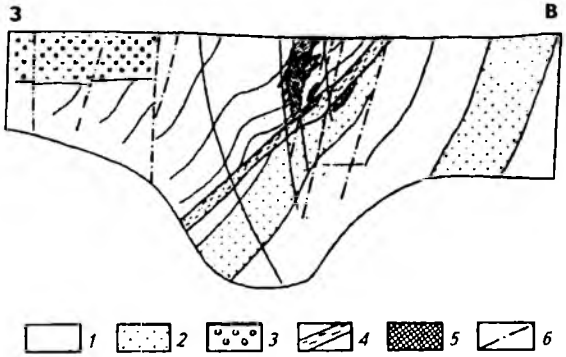


Рис. 80. Схема строения Западно-Полянского месторождения (по П. Бабкину, В. Кузьмину и др.)
1 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники триаса; 2 — песчаники триаса; 3 — конгломераты нижнего мела; 4 — зона Восточного сброса; 5 — рудные залежи; 6 — тектонические нарушения

Руды характеризуются сложным минеральным составом. Главные минералы — киноварь, пирит, кварц, диккит, второстепенные — марказит, сидерит. Изредка наблюдаются сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, самородный мышьяк, самородная ртуть, миллерит, реальгар, метациннабарит, сидерит, барит, целестин, гипс, опал, халцедон, антраксолит. Текстуры руд — прожилковые, брекчиевые, псевдооолитовые. В штокверковой залежи скрытокристаллическая киноварь цементирует обломки брекчий, образует сеть ветвящихся, часто согласных, прожилков.

Температура гомогенизации включений в кварце составляет 190—130 °С. Вмещающие породы аргиллизированы, карбонатизированы, хлоритизированы. Возраст оруденения считается позднемеловым. Геологические особенности месторождения обусловливают неоднозначное толкование его генезиса. В. П. Федорчук относит месторождение к кварц-деккитовому типу, а В. И. Бергер — карбонатно-полиаргиллитовому.

Месторождения лиственитового типа

Лиственитовый тип ртутных месторождений — один из наиболее четко определенных по геологическим условиям размещения. Рудные тела линзовидной или столбообразной формы локализуются вдоль контактов серпентинитов, основных вулканических пород и даек офиолитовых комплексов с вмещающими терригенными породами.

По В. П. Федорчуку, обобщенная модель месторождений лиственитового типа представляется следующим образом. Это крутопадающие зоны карбонатизации и окварцевания, сформировавшиеся в результате биметасоматических реакций вдоль контакта серпентинизированных гипербазитов и вмещающих их терригенно-эффузивных пород под воздействием глубинных гидротерм, обогащенных углекислотой.

Лиственитами, помимо основных минералов кварца и карбонатов (доломит, магнезит, анкерит), содержат тальк, серпентин, хлорит, каолинит, диккит, хромит. В прилегающих терригенных породах лиственитизации сопутствует аргиллизация.

Киноварь в большинстве случаев — единственный рудный минерал. Значительно реже в некоторых мес-

торождениях (Тамватнейское) в заметных количествах присутствуют минералы мышьяка и вольфрама. Для некоторых зон лиственитизации характерно также золото. В структурном отношении месторождения лиственитового типа представляют собой сложно ветвящиеся рудные столбы с апофизами, прослеживающиеся на глубину до 1500 м.

По мнению В. Бергера, месторождения лиственитового типа формируются в результате наложения на офиолитовые комплексы субаэрального вулканизма орогенной стадии.

Доля месторождений лиственитового типа в суммарных запасах составляет 13 – 14%. Наиболее крупные месторождения находятся в США — Нью-Альмаден (добыто 38 тыс. т ртути), Нью-Идрия (20 тыс. т). В России крупнейшими являются Тамватней (Чукотка), Чаган-Узун (Горный Алтай).

Месторождение Тамватней находится в пределах Чукотско-Корякской ртутнорудной области — одной из крупнейших ртутоносных провинций мира. Приурочено к крупному разлому надвигового типа, в лежачем боку которого располагается Тамватнейский гипербазитовый массив, в висячем — глинистые сланцы и песчаники нижнего мела. Зона надвига сложена рассланцованными серпентинитами, в которых расположены линзообразные и неправильной формы тела кварц-карбонатных лиственитов. Оруденение локализуется главным образом в телах лиственитов и в меньшей мере в песчано-сланцевой меловой толще.

Рудные тела представляют собой крутопадающие столбы, контактовые залежи, жилы, гнезда. Выделяются линейные рудные залежи, представленные кулисной системой отдельных линзовидных рудных тел. Месторождение крупное по запасам. Среднее содержание ртути — 0,7%.

Минеральный состав руд многообразен и специфичен: на ряде участков широко распространены минералы вольфрама — тунгстенит (WS_2), шеелит и развивающиеся по нему тунгстит (H_2WO_4) и меймакит (гидротунгстит). На верхних горизонтах в рудах развиты реальгар и аурипигмент, местами арсенопирит. Среди нерудных минералов в значительном количестве при-

сутствуют антраксолит и другие битумы. Оруденение сопровождается окварцеванием лиственитов.

Месторождение Чаган-Узун находится на Горном Алтае в зоне регионального разлома длительного развития. Район сложен эвгеосинклинальными эффузивно-осадочными толщами нижнего кембрия, прорванными кембрийскими гипербазитовыми интрузиями, образующими Куройский гипербазитовый пояс. Выше залегают карбонатно-граувакковые толщи кембрия-ордовика. Приразломные грабены выполнены девонскими эффузивно-осадочными красноцветными толщами и угленосными толщами карбона. Отчетливо проявлена мезо-кайнозойская тектоно-магматическая активизация, выраженная в формировании малых интрузий щелочных базальтоидов, цепи межгорных прогибов.

Месторождение локализовано в зоне Чаган-Узунского глыбового надвига. Северное взброшенное крыло его сложено зеленокаменными эффузивами и сланцами нижнего кембрия, южное — песчаниками и известняками кембро-ордовика; последние надвинуты на мергели верхнего девона.

Оруденение локализовано в зоне главного сместителя под пластиной серпентинитов. Лиственит образуют линейно-вытянутое жилообразное тело в лежачем боку надвига. Рудные тела имеют форму крутопадающих межформационных жил, прослеживающихся вдоль зоны лиственитизации на несколько сот метров по простиранию и на глубину при небольшой мощности. Флексурные изгибы поверхности сместителя определяют положение рудных столбов (рис. 81). По запасам месторождение относится к средним. Содержание ртути — 0,42%.

Главный рудный минерал — киноварь, реже встречаются арсенопирит, пирит, галенит, антимонит, реальгар, в виде редкой примеси присутствуют миллерит, герсдорфит, бравоит, сфалерит, халькопирит, ртутьсодержащий теннантит. Нерудные минералы представлены доломитом, анкеритом, кальцитом, кварцем, диккотом. Наряду с лиственитизацией, сопровождающей оруденение, в районе месторождения широко проявлена лиственитизация, не имеющая отношения к рудному процессу.

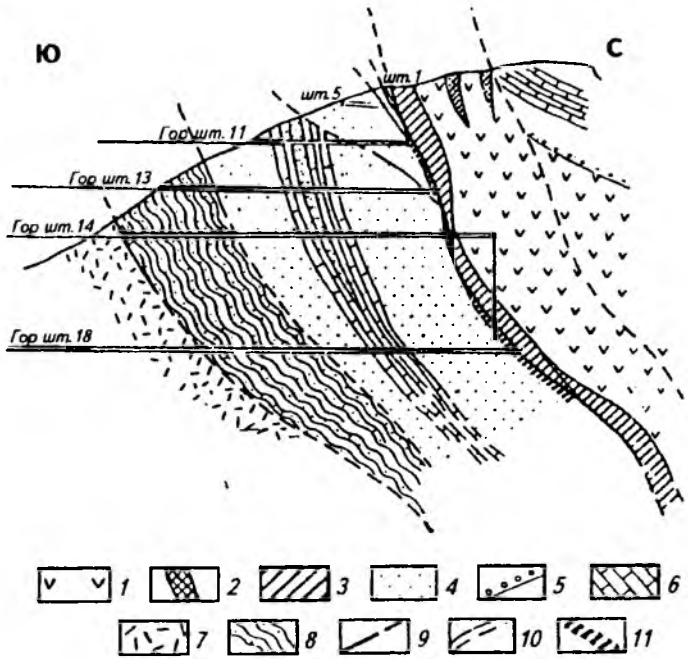


Рис. 81. Схема строения месторождения Чаган-Узун (по В. Кузнецову, А. Оболенскому и др.)

1 — зеленокаменные эффузивы, туфы, сланцы нижнего кембрия; 2 — окремненные известняки нижнего кембрия; 3 — рассланцованные серпентиниты; 4 — песчаники кембро-ордовика; 5 — конгломераты того же возраста; 6 — известняки; 7 — порфириты, туфы среднего девона; 8 — глинистые сланцы, мергели верхнего девона; 9 — главный смеситель Чаган-Узунского надвига; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — минерализованные лиственитты

Интервал температур минералообразования, по данным гомогенизации газово-жидких включений, составляет от 190 – 150 до 120 – 100 °С.

Предполагается связь оруденения с мезозойским щелочно-базальтоидным магматизмом этапа тектоно-магматической активизации.

Месторождения джаспероидного типа

Это единственный промышленный тип комплексного ртутно-сурьмяного оруденения. Джаспероидные

месторождения приурочены к карбонатным формациям миогеосинклинального и окраинно-материковых бассейнов, которые также ассоциируют с редуцированными субмаринными андезито-базальтовыми формациями. По В. Бергеру, джаспероидные месторождения относятся к стратиформному типу. Для них типичны пластообразные рудные залежи, располагающиеся в терригенно-карбонатных комплексах на определенных стратиграфических уровнях. Характерно развитие послойных оруденелых брекчий, часть которых связывается с палеокарстом или с плащеобразными палеоэлювиальными брекчиями. Прожилково-вкрапленное, иногда гнездовое оруденение, локализовано в пластообразных залежах джаспероидов. Наряду с согласными залежами встречаются секущие жильные тела, приуроченные к разрывным нарушениям и проникающие в перекрывающие джаспероиды сланцевые пачки. В рудах отмечаются признаки многократного дробления и перекристаллизации.

Главные промышленные минералы руд — антимонит, киноварь, флюорит, иногда в заметных количествах присутствуют свинцово-сурьмяные сульфосоли. Среднее содержание сурьмы составляет 2—6%, ртути — на один-два порядка ниже. Минеральные типы руд определяются преобладанием того или иного компонента.

Проблему генезиса джаспероидных месторождений нельзя считать решенной. В последние годы поступает все больше сведений о том, что оруденение близко по возрасту к вмещающим отложениям. Установлены закономерные, вероятно, генетические связи оруденения с межформационными перерывами и несогласиями, сопровождающимися древними корами выветривания и палеокарстом (В. Бергер). Впоследствии руды вместе с вмещающими породами подверглись метаморфизму и другим преобразованиям, которые в значительной степени затушевали первичные черты месторождений.

На долю месторождений этого типа приходится 7—9% мировых запасов ртути и 70% сурьмы.

Джаспероидные месторождения наиболее широко распространены в Среднеазиатской провинции (Хайдаркан, Кадамджай, Джиджикрут и др.). В Южном Китае находится уникальное сурьмяное месторождение Сигуаньшань.

Месторождение Хайдаркан находится в Средней Азии, расположено в восточной части Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Оно является типичным представителем комплексного ртутно-флюорит-сурьмяного оруденения.

В пределах рудного поля развиты известняки и глинистые сланцы силура, известняки девона, массивные и слоистые известняки нижнего и среднего карбона и глинистые сланцы среднего-верхнего карбона. Структура рудного поля сложная. Толща силурийских сланцев надвинута на известняки и сланцы карбона, обе толщи смяты в складки сундучного типа с пологими антиклинальными сводами и крутыми крыльями и разбиты поперечными и диагональными разломами на серию блоков. Встречаются дайки диабазовых порфиритов.

Оруденение приурочено к крупным пластообразным и линзовидным залежам кварцевых метасоматитов — джаспероидов, замещающих тонкослоистые известняки. Богатое оруденение располагается непосредственно под сланцами среднего-верхнего карбона, образующими экранирующее перекрытие. Рудные тела имеют пластообразные, линзовидные, трубо- и гнездообразные формы. Имеется большое количество клиновидных, полигональных рудных призм, ограниченных разрывами; морфология и размещение их определяются, вероятно, пострудными перемещениями, сыгравшими заметную роль в формировании современной структуры месторождения (рис. 82).

Выделяются ртутные и сурьмяно-ртутные руды. Главные рудные минералы — антимонит и киноварь, второстепенные — метациннабарит, реальгар, аурипигмент, пирит; примеси — фаматинит, гетчелит, бертьерит, блеклая руда, халькопирит; среди жильных главные — кварц, флюорит, кальцит, второстепенным минералом является барит. Текстуры руд — вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездовые, брекчиевые и др. Отмечаются признаки неоднократного дробления и перекристаллизации. Рудоотложение происходило в температурном интервале 285 – 50 °С. Выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации: предрудная кварцевая (джаспероидизация), кварц-флюорит-антимонит-киноварная с кальцитом и бари-

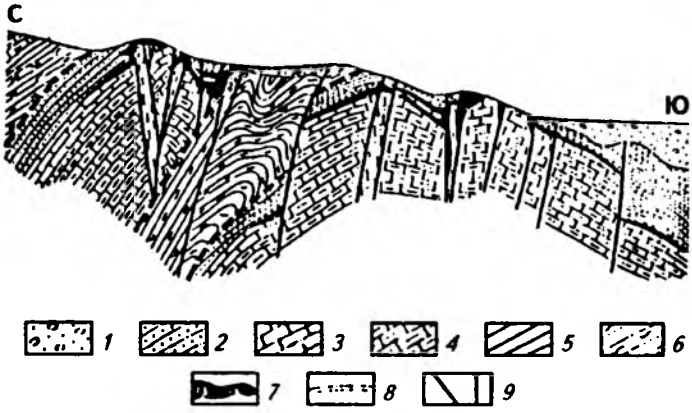


Рис. 82. Структура Хайдарканского рудного поля (по Н. Никифорову)

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, сланцы, конгломераты среднего карбона; 3 — известняки среднего карбона; 4 — известняки нижнего карбона; 5 — песчаники и сланцы нижнего девона; 6 — сланцы и песчаники силура; 7 — джаспероиды; 8 — надвиги; 9 — сбросы, сбросо-сдвиги

том, кальцит-киноварная, реальгар-аурипигментовая. Верхняя возрастная граница оруденения, по радиологическим данным, соответствует триасу и перми (от 230 — 236 до 244 — 268 млн лет).

Месторождение Сигуаньшань находится в Китае, приурочено к палеозойскому прогибу Южно-Китайской платформы у границы с крупным стабильным Цяньнаньским массивом. Цокольная часть массива сложена досинийскими гнейсами, в соседних районах в них локализованы плутоногенные жильные сурьмяно вольфрамовые месторождения. Отложения кембрия, залегающие в основании верхнего структурного яруса, вмещают ртутные месторождения, образующие вулканосообразно построенный пояс, обрамляющий юго-восточную оконечность массива.

Сигуаньшаньское рудное поле приурочено к асимметричной брахиантиклинали длиной до 15 и шириной до 3 км. Ядро складки сложено массивными известняками верхнего девона, которые в верхней части непосредственно под перекрывающими их глинистыми сланцами нижнего карбона подверглись интенсивно-

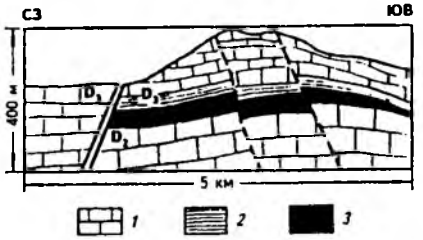


Рис. 83. Схема строения (в вертикальном разрезе) сурьмяного месторождения Сигуаньшань (по А. Ильину, 1987)
1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — рудоносный горизонт

му окварцеванию, вследствие чего образовался выдержанный и мощный (от 20 до 80 м) горизонт джаспероидов. Максимальная мощность горизонта наблюдается в сводовой части структуры, примыкающей к сбросу, служившему основным рудоподводящим каналом. Вдоль рудоподводящего разлома, а также в антиклинальных и синклинальных перегибах мелких складок джаспероиды интенсивно брекчированы. Наиболее богатые рудные тела (до 20% сурьмы) в виде мощных выдержанных залежей расположены в сводовой части брахиантиклинали в висячем боку горизонта джаспероидов. На крыльях складки оруденение приобретает гнездовый характер, при этом размеры гнездообразных тел, сложенных богатыми рудами (до 10% сурьмы, иногда более) изменяются от нескольких до многих сотен, тысяч и даже десятков тысяч кубических метров. Вертикальный размах оруденения превышает 1200 м. Признаки сурьмяной минерализации зафиксированы и в надрудной толще (рис. 83).

Практически единственным рудным минералом месторождения является антимонит, ассоциирующий с кварцем. На верхних горизонтах встречается барит, в надрудных сланцах фиксируется пиритизация. Среди элементов-спутников отмечены в субкларковых количествах мышьяк, ртуть, цинк, они же образуют ореолы рассеяния в надрудных толщах. В массивных известняках, подстилающих горизонт джаспероидов и пересеченных мощными крутопадающими жилами кальцита, фиксируются аномально высокие содержания вольфрама (до первых долей процента).

Месторождение Сигуаньшань — уникальное по запасам. Общее первоначальное количество металла в нем (с учетом эродированной части залежи, а также

добытого за столетний период эксплуатации 1 млн т) оценивается в 3 — 5 млн т. Это примерно равно запасам всех остальных месторождений Америки, Африки, Западной Европы и Юго-Восточной Азии и составляет около 33% запасов всех зарубежных стран.

Месторождения кварц-золото-антимонитового типа

Большая часть месторождений относится к шгутоногенным гидротермальным жильного типа. По В. Бергеру, они приурочены к рифтогенным сланцевым трогам пассивных окраин и тыловодужным магматическим поясам. Рудоносные формации — черносланцевые и серо-цветные глинисто-песчаниковые, ассоциирующие, как и в других типах, с редуцированными субмаринными андезито-базальтовыми. Рудогенерирующие формации — диорит-гранодиоритовые (натриевой серии).

Жильные рудные тела локализуются в зонах сбро-со-сдвигов. Наряду с простыми плитообразными жилами встречаются согласные четковидные и седловидные тела, послойные зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Дорудные и пострудные формации определяют формирование рудных столбов, прослеживающихся по склонению более километра.

В составе руд главная роль принадлежит антимониту, бертьериту, высокопробному (940 — 999) золоту. Жилы часто сопровождаются ореолами прожилково-вкрапленной сульфидизации (пирит, арсенопирит) с повышенной золотоносностью. Рудные тела характеризуются весьма низкой ртутоносностью (содержание ртути ниже 10^{-5}%) и сереброносностью (Au:Ag => 10:1). В рудах отсутствуют типичные для сурьмяных месторождений других типов минералы — барит, реальгар, киноварь, халцедоновидный кварц. Среднее содержание сурьмы в рудах составляет от первых единиц до первых десятков процентов, золота — до десятков граммов на тонну. Запасы месторождений колеблются от десятков до первых сотен тысяч тонн сурьмы.

Наиболее значительные месторождения этого типа находятся в Боливии, ЮАР, Франции. В России они известны в Якутии (Сарылах, Сентачан), на Енисейском кряже (Удерейское).

Месторождение Сарылах находится в пределах Яно-Колымского золотоносного пояса. Рудное поле

размещается в синклинальной структуре, сложенной однородными песчано-сланцевыми отложениями норийского возраста. Размах крыльев складки составляет 12 км, она осложнена мелкой складчатостью. В северной части поля норийские породы прорваны штоком субвулканических кварцевых диоритовых порфиритов (возраст 120 млн лет).

Среди серии кварцево-рудных жил выделяется центральное жильное тело, приуроченное к зоне взбросо-сдвига северо-западного простирания с крутым (до 80°) падением к северо-востоку. Рудная жила расположена в мощной (10—20 м) зоне смятия, в висячем боку которой преобладают песчаники, в лежачем — алевролиты и глинистые сланцы. Протяженность жилы по простиранию и падению измеряется сотнями метров. К изгибам рудовмещающей трещины приурочены раздувы — рудные столбы (рис. 84). Основная масса антимонита тяготеет к висячему боку стержневой кварцевой жилы, в лежачем боку и прилегающих сланцах наблюдаются прожилки и вкрапленность. Здесь же присутствуют пирит и арсенопирит. Среднее содержание сурьмы — 20,32%. В рудах отмечаются многочисленные второстепенные и акцессорные минералы: бертьерит, самородная сурьма, золото и серебро, сфалерит, галенит, халькопирит, гудмундит, аурostибит, халькостибит, цинкенит, джемсонит и др. Среди жильных минералов кроме кварца развиты серицит, хлорит, эпидот, анкерит, кальцит. Жила сопровождается узкими зонами (до первых метров) околорудных метасоматитов типа аргиллизитов с повышенными содержаниями кремнезема и карбонатов. Далее во вмещающих породах развиты широкие зоны слабо выраженной серицитизации. Руды несут признаки грануляции, развальцевания и милонитизации, проявившиеся в результате пострудного сдавливания и подвижек вдоль взбросо-сдвига.

В приповерхностных участках слабо развиты окисленные руды с валентинитом, кермезитом, скородитом и другими минералами.

Месторождения кварц-антимонитового типа

Это наиболее широко распространенные сурьмяные месторождения. По В. Бергеру, они относятся

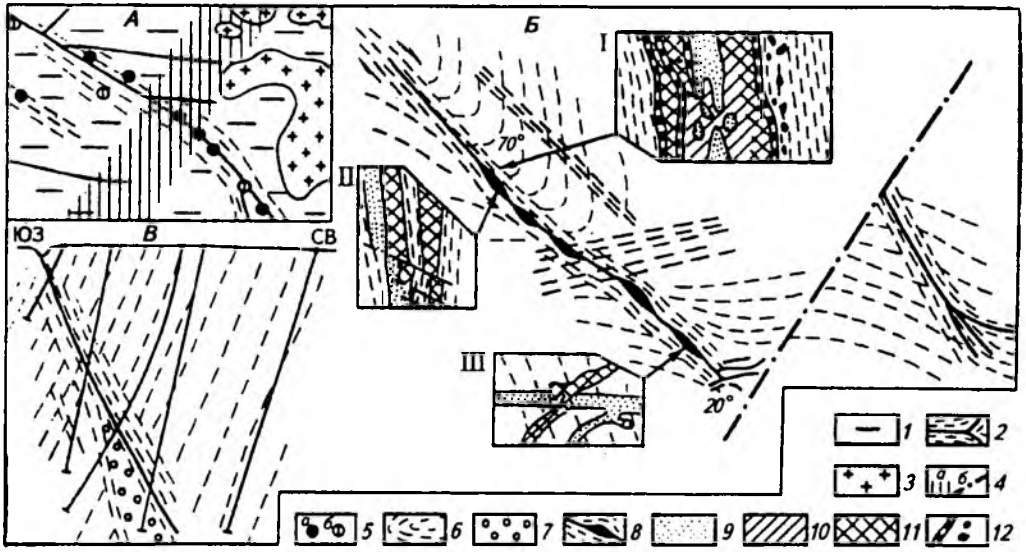


Рис. 84. Схема размещения рудных тел в региональной зоне смятия (А), схематический план и зарисовки деталей строения (Б) и геологический разрез (В) Сарылахского месторождения (по В. Бергеру)
1 — блоки пологих дислокаций; 2 — зоны смятия и рассланцевания вдоль разломов; 3 — позднемезозойские гранитоиды; 4 — зоны поперечного разлома и входящие в нее локальные нарушения: а — на схеме размещения, б — на схематическом плане; 5 — проявления сурьмяного (а) и сульфоантимонитового (б) оруденения; 6 — дислоцированные песчано-сланцевые норийские отложения; 7 — песчаники; 8 — кварцево-рудная жила в зоне взбросо-сдвига; 9 — жильный кварц; 10 — кварц с антимонитом; 11 — гранулированный антимонит; 12 — полосы и обломки микрозернистого антимонит-милонита

к вулканогенной гидротермальной группе, располагаются в перивулканических и субвулканических зонах областей орогенеза и тектоно-магматической активизации. Среди месторождений преобладают простые жилы, наблюдаются минерализованные зоны дробления и брекчирования. Прожилково-вкрапленное оруденение в субвулканических телах и экструзивах представляет собой редкий «порфировый» тип.

Содержание сурьмы — 1 – 10%, сопутствующие компоненты — серебро, вольфрам, золото. В мире известно более 1000 месторождений с запасами сурьмы от единиц до первых десятков тысяч тонн, в них заключено 30% мировых запасов сурьмы. Экономическое значение месторождений этого типа в России малозначительно. Примером их может служить месторождение Салокачи на Дальнем Востоке.

Металлогения

Основная часть месторождений ртути и сурьмы имеет мезозойский или кайнозойский возраст и размещается в пределах альпийских и мезозойских складчатых областей. Они приурочены к планетарным рудным поясам — Тихоокеанскому и Средиземноморскому. В. Кузнецовым выделен особый Тяньшаньско-Южно-Сибирский ртутный пояс, приуроченный к трансконтинентальному поясу мезозойских сводово-глыбовых поднятий и тектоно-магматической активизации. Работами В. Смирнова, В. Бергера, В. Кузнецова, А. Оболенского, В. Федорчука и других установлены основные особенности, свойственные ртутным и сурьмяным месторождениям. В большинстве случаев устанавливается парагенетическая связь оруденения с щелочно-базальтоидным магматизмом, вероятно, с подкоровыми магматическими очагами в зонах длительно развивавшихся глубинных разломов. Месторождения размещаются обычно в мощных терригенных формациях с повышенным содержанием углерода, известково-терригенных, обогащенных битумами. Характерны ассоциации рудовмещающих осадочных формаций с редуцированными базальтоидными формациями. Процессы рудообразования связаны с явлениями тектоно-магматической активизации областей завершенной

складчатости, окраин древних платформ и срединных массивов. Для многих типов месторождений устанавливаются признаки первичного накопления металлов в процессе седиментогенеза и последующая перегруппировка его с образованием промышленных концентраций в процессе метаморфизма под влиянием тектонических дислокаций, молодого магматизма и т. д. Благодаря большой подвижности элементов они образуют концентрации на значительном удалении от магматических очагов, в обстановке низких температур, в сопровождении аргиллизированных, опализированных, окварцованных пород. Указанные особенности определяют основные закономерности размещения и локализации ртутных и сурьмяных месторождений, а именно: формирование протяженных рудных поясов, следующих вдоль глубинных разломов с зональным размещением ртутных, сурьмяно-ртутных и сурьмяных месторождений; необходимое сочетание геологических формаций — рудоносных, рудовмещающих, рудогенерирующих; общность структурных условий локализации, обусловленную ведущей ролью надвигов, шарьяжей и т. д. Все эти особенности могут быть использованы для прогнозирования и поисков, несмотря на то, что проблема генезиса этих месторождений решается со значительно меньшей определенностью, чем многих других металлов.

Литература к разделу II. «Цветные металлы»

Бардоши Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981.

Батурин Г. Н. Руды океана. М.: Наука, 1993.

Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975.

Кирпаль Г. Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. М.: Недра, 1977.

Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986.

Лугов С. Ф. Геология оловорудных месторождений СССР. Т. I. Ч.2. М.: Недра, 1986.

Медно-рудные месторождения — типы и условия образования. М.: Недра, 1987.

Основные типы рудных формаций. М.: Наука, 1984.

Перваго В. А. Свинцово-цинковые месторождения мира. М.: Недра, 1993.

Поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений вольфрама / Под ред. Ф. Р. Апельцина. М.: Недра, 1983.

Поисковые и оценочные критерии штокверковых месторождений олова / Сост. А. Н. Лабутин. М.: Недра, 1989.

Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992.

Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980.

Скрипченко Н. С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989.

Справочное пособие по стратиформным месторождениям / Под ред. А. Ф. Наркелюна, А. И. Трубачева. М.: Недра, 1990.

Федорчук В. П. Геология ртути. М.: Недра, 1983.

Федорчук В. П. Геология сурьмы. М.: Недра, 1985.

Федорчук В. П., Минцер Э. Ф. Геологический справочник по ртути. М.: Недра, 1990.

Филатов Е. И. Полиметаллические месторождения фанерозоя. М.: Недра, 1986.

Раздел III
РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Редкие элементы — это малораспространенные в земной коре (кларк < 0,03%) новые[1] металлы, так как они открыты за последние 60 — 200 лет, и их применяют в промышленности только 30 — 50 лет. Если цветные, малые и благородные металлы несмотря на их низкие кларки, часто используются в повседневной жизни, то редкие металлы находят применение, как правило, лишь в новых областях народного хозяйства, техники и науки.

К числу редких относят 35 элементов (рис. 85), которые по геохимическим особенностям и металлогении подразделяются на три группы:

1) халькофильные металлы и металловидные неметаллы — Cd, Ga, In, Tl, Ge, Se, Te — в правой части таблицы. Халькофильными («любящими медь») их назвал В. М. Гольдшмидт, хотя правильнее было бы назвать эту группу «сульфурофильными» металлами, поскольку для них в природе наиболее характерны соединения с серой и накопление в сульфидных месторождениях;

2) литофильные металлы — Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, лантаноиды (Ln), Zr, Hf, Nb, Ta, Re, — занимающие левую часть таблицы Д. И. Менделеева. Все эти элементы в природе встречаются в форме солей кислородных кислот и оксидов. Исключая рений, природные сульфиды у всех остальных металлов группы крайне редки или неизвестны. Эндогенные месторождения этих металлов

[1] Новыми редкие металлы справедливо назвал академик В. И. Смирнов (1967). Редкие — некорректный термин, т. к. кларк менее 0,03% имеют еще 50 элементов, в том числе такие обычные, как Pb, Zn, Cu, Sn, W.

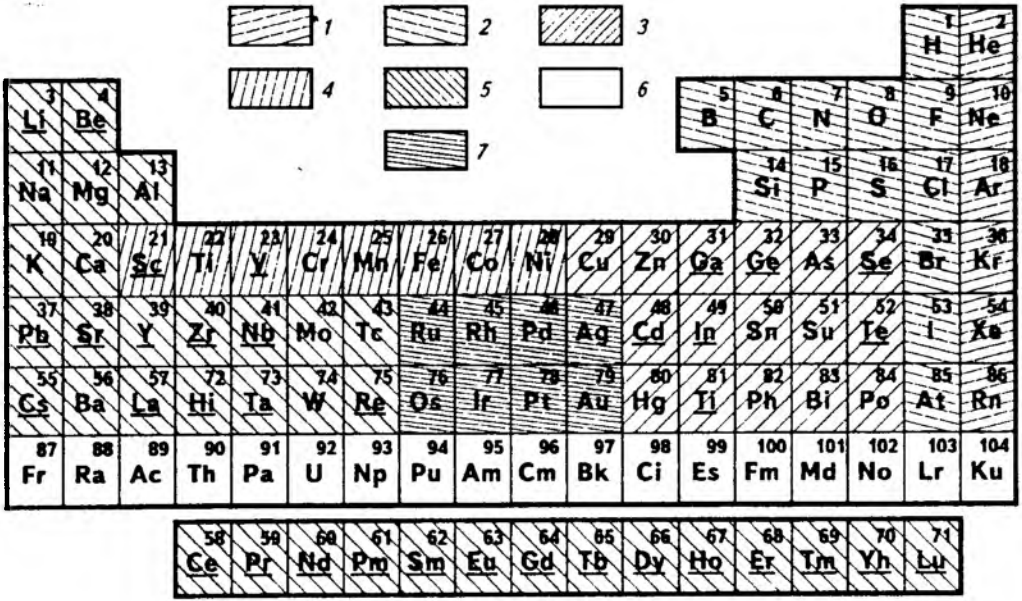


Рис. 85.
Редкие металлы (подчеркнуты) в Периодической системе Менделеева
1 — благородные газы;
2 — неметаллы;
3 — халькофильные (сульфурофильные) металлы; 4 — сидерофильные металлы;
5 — литофильные (оксифильные) металлы;
6 — радиоактивные элементы; 7 — благородные металлы

в основном генетически связаны с кислыми и щелочными породами, поэтому В. М. Гольдшмидт назвал их литофильными («любящими породу»). Правильнее было бы их называть оксифильными («любящими кислород»);

3) сидерофильные металлы — Sc, V — в середине четвертого ряда Таблицы Д. И. Менделеева, отчетливо тяготеют к железу, поэтому В. М. Гольдшмидт назвал их сидерофильными («любящими железо»). В природных условиях металлы данной группы находятся как в форме сульфидов, так и в форме оксидов или кислородных кислот, что соответствует положению группы в Таблице Д. И. Менделеева между двумя главными группами металлов — сульфурофильными и оксифильными. В эндогенных месторождениях они большей частью накапливаются в ультрабазитах и базитах с титаномагнетитом, ильменитом и магнетитом.

Оксифильные (литофильные) элементы по особенностям эндогенной металлогении[2] отчетливо разделяются на две подгруппы. Четыре низковалентных легких металла (литий, рубидий, цезий и бериллий) характерны в основном для магматогенных месторождений, связанных с кислыми породами. Высоковалентные металлы (иттрий, лантаноиды, цирконий, гафний, ниобий, тантал) наибольшие суммарные мировые запасы имеют в магматогенных месторождениях, связанных с щелочными породами.

Таким образом, среди химических элементов редкие металлы образуют сравнительно обособленную группу, отличающуюся от цветных, малых и всех других металлов по геохимии, минералогии, генетическим типам месторождений, металлогении, истории открытия и промышленного освоения, масштабам и областям применения в народном хозяйстве. Изучение, прогноз, поиски и разведка месторождений редких металлов, технология обогащения руд, металлургия и химия их соединений требуют от геологов, технологов, металлургов, химиков, физиков и материаловедов специальных знаний и навыков.

[2] Среди редких элементов некоторые (Ge, Se, Te) в химическом отношении являются неметаллами, поэтому более корректным был бы термин «минерагения», но мы оставляем для данного (второго) издания термин «металлогения».

Прежде чем характеризовать типы редкометальных месторождений, необходимо сделать три вводных примечания: 1) все редкометальные месторождения одного и того же парагенетического типа характеризуются постоянством своего минерального состава, сходством формы и размера рудных тел, близким уровнем содержания и запасов редких металлов. Поэтому часто описание дается не конкретных месторождений, а их парагенетических типов; 2) все месторождения любых редких металлов являются комплексными, поскольку в их рудах одновременно содержатся два-три, а то и пять-шесть промышленно ценных компонентов. Поэтому во избежание повторов каждый тип месторождений описывается по тому металлу, который для данного типа является главным, наиболее ценным; 3) у каждого оксифильного (литофильного) редкого металла к настоящему времени известно до 20—30 типов месторождений. Поэтому описываются только освоенные типы или наиболее важные из них; 4) металлы описываются в последовательности их расположения в Таблице Д. И. Менделеева.

ЛИТИЙ

Литий (от греческого «литое» — камень) открыт в 1817 г. шведским химиком А. Арфведсоном в петалите. Литий — химический элемент главной подгруппы I группы Периодической системы Д. И. Менделеева. Порядковый номер 3, атомная масса 6,941. Природный литий — смесь двух стабильных изотопов: ^{6}Li (7,42%) и ^{7}Li (92,58%). Атомный радиус 0,16 нм, ионный радиус 0,068 hm, потенциал ионизации (энергия отрыва первого электрона) 5,390 эВ. Плотность 0,534 г/см^3 при 20 °С. Температура плавления 180,5 °С, кипения — 1317 °С.

Литий обладает большой пластичностью и вязкостью; твердость по Моосу 0,6. Легко сплавляется почти со всеми металлами, образуя твердые растворы или интерметаллические соединения, которые часто обладают большой твердостью, хрупкостью, тугоплавкостью и незначительно изменяются на воздухе. Некоторые соединения имеют полупроводниковые свойства.

Традиционными областями использования лития являются: военная техника, стекольная и керамичес-

кая отрасли промышленности, производство флюсов, припоев, консистентных смазок, щелочных аккумуляторов, рафинирование меди и кондиционирование воздуха. В последние годы литий нашел широкое применение при получении алюминия, производстве химических источников тока (ХИТ). Наметились большие перспективы его использования в легких конструкционных материалах. ^{6}Li — единственный промышленный источник радиоактивного изотопа водорода — трития (^{3}H) с полураспадом 12 лет, основного «горючего» компонента водородных бомб. ^{7}Li — теплоноситель ядерных реакторов, благодаря большой разнице между температурой плавления и кипения.

Общие запасы Li_2O в 20 странах мира составляют 29,5 млн т, подтвержденные — 8,5 млн т, при этом 75% общих и 55% подтвержденных запасов зарубежных стран заключено в литиеносной рапе соляных озер. В гранитных пегматитах сосредоточено 22,2% общих и почти 45% подтвержденных запасов, в редкометальных грейзенах 1% и 0,5% соответственно. Наиболее крупными запасами обладают Боливия (более 40% общих запасов зарубежных стран), Чили, Австралия. В крупных месторождениях запасы Li_2O составляют 1 млн. — 500 тыс.т, в средних 500 — 200 тыс.т, в мелких — 200 — 100 тыс.т.

Годовое производство лития превышает 10 тыс.т.

Цены (на конец 1996 г.) за 1 т литиевых концентратов (в долл. США): петалитового с содержанием 4,2% оксида лития — 147, сподуменового (7,25%) — 410.

Геохимия и минералогия

Кларк лития равен 27 г/т. Среднее содержание в магматических породах возрастает от 5 в ультраосновных до 38 г/т — в кислых.

Собственными минералами редкого металла называются такие, в которых его содержание превышает 0,1 атомного количества в кристалло-химической формуле. При таком условии на сегодня в природе установлено 54 минерала лития. Большинство его минералов представлено силикатами (39 видов) и фосфатами (11 видов). Кроме того, выявлен борат, два оксида и фторид. Содержание оксида лития в его минералах

обычно составляет 1,2 – 9%. Лишь у литиофосфата оно достигает — 37%, либерита — 23% и криолитионита — 12%. Но это крайне редкие минералы. Низкое весовое содержание лития в собственных минералах объясняется главным образом его небольшой атомной массой, а также тем, что литиевые минералы обычно представлены двойными солями. Последнее обусловлено, по-видимому, малыми значениями его энергетических показателей, вследствие чего Li с трудом строит самостоятельные кристаллические структуры и нуждается в помощи энергетически более «сильных» или более распространенных элементов.

Литий из-за небольшого ионного радиуса обычно имеет координацию VI, редко IV, благодаря чему его изовалентный изоморфизм с другими щелочными металлами, обладающими крупными катионами и координацией VIII – XII, затруднен. Тем не менее в половине всех минералов лития, в том числе в большинстве его силикатов, калий и натрий (реже цезий и рубидий) находятся в формульных количествах. Однако это не изоморфные, а своего рода парагенные элементы. К числу последних принадлежат также кальций, барий и стронций. В собственно литиевых минералах и минералах-носителях для лития особенно характерен гетеровалентный изоморфизм. В природе наиболее широко проявлено изоморфное замещение литием магния и двухвалентного железа. Главными собственными промышленными минералами лития являются сподумен (в скобках содержание в % оксида) $LiAlSi_2O_6$ (5,8 – 7,6), лепидолит $K_2Li_3Al_5Si_6O_{20}(F{\cdot}OH)_4$ (3,2 – 4,4), петалит $LiAlSi_4O_{10}$ (3,4 – 4,1), монтебразит $LiAlPO_4F$ (6,4 – 9,1). В богатых рудах содержание Li_2O 1,3 – 1,5%, редко достигает 2%, в бедных — 0,6 – 1,0%.

Типы промышленных месторождений

Ведущими промышленными типами месторождений лития являются гранитные пегматиты, а также природные высокоминерализованные воды (рапа соляных озер, рассолы, термальные воды и т.д.). Меньшее значение имеют грейзеновые и гидротермальные месторождения.

Гранитные пегматиты

Альбит-сподуменовые пегматиты с колумбитом и бериллом

На земном шаре известно не более 15 крупных месторождений этого типа. Наиболее характерные из них находятся в России (Колмозерское, Полмостундровское, Тастыгское), США (Кингз-Маунтин) и Афганистане (Дарае-Пич). Месторождения локализованы в метаморфических породах различных фаций (от амфиболитовой до зеленосланцевой), реже в интрузивных породах. Возраст оруденения варьирует от протерозоя до мезозоя.

Альбит-сподуменовые пегматиты обычно группируются по 2 — 10 жил в пределах одной или нескольких протяженных зон. Пегматитовые тела (плитообразные жилы и дайки) имеют одинаковые элементы залегания и обычно крутые или умеренные углы падения. Протяженность пегматитовых тел 500 — 3000 м, мощность 10 — 40 м. Залегание жил, как правило, согласное с простиранием доминирующей структуры пегматитового поля (Солодов, 1971). Альбит-сподуменовые пегматиты наиболее удалены от материнских гранитов, а в свитах моноклинально падающих жил занимают самое высокое положение. Под ними находятся альбитовые, сподумен-микроклин-альбитовые, микроклин-альбитовые и микроклиновые пегматиты.

Главные минералы — кварц, альбит и сподумен; микроклин имеет сугубо подчиненное развитие (в типичных альбит-сподуменовых пегматитах его количество не превышает 15%). Из второстепенных минералов встречаются чешуйчатый ярко-зеленый мусковит или жильбертит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит. Редкометальные минералы наряду со сподуменом представлены бериллом, колумбитом, холмквиститом, изредка трифилин-литиофилитом и монтебразитом. Характерно отсутствие лепидолита (несмотря на высокое содержание лития), а также поллуцита (несмотря на большое количество альбита, с которым он постоянно ассоциирует).

Альбит-сподуменовые пегматиты из всех типов выделяются наименее отчетливой зональностью и самой низкой степенью дифференциации. В их внутреннем

строении принимают участие всего три зоны (в последовательности от ранней к поздней): 1) мелкозернистая (или порфиро-бластовая) кварц-альбитовая; 2) кварц-альбит-сподуменовая; 3) блокового микроклина II (рис. 86).

Основной объем пегматитовых тел выполняет кварц-альбит-сподуменовая зона (60—70%, иногда до 90). Эта зона занимает до 90% объема, а на долю микроклиновой приходится не более 10% (часто она отсутствует). В некоторых жилах кварц-альбит-сподуменовая зона объединена с зоной микроклина, вследствие чего образуется зона кварц-сподумен-альбит-микроклинового состава.

У зальбандов крутопадающих пегматитовых тел и возле ксенолитов вмещающих пород всегда располагается кварц-альбитовая зона. При более пологом залегании жил краевая зона в соответствии с общим правилом развивается лишь у лежачего бока, со стороны висячего бока сразу же на контакте с вмещающими породами располагается кварц-альбит-сподуменовая. Асимметрия пологопадающих жил в некоторых альбит-сподуменовых пегматитах выражена поразительно отчетливо и не зависит от их мощности.

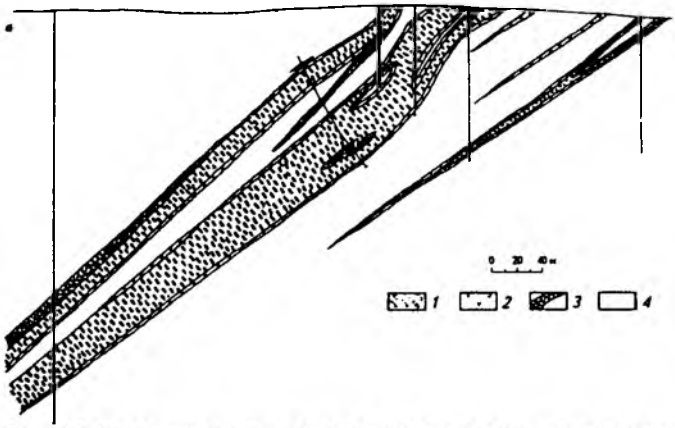


Рис. 86. Геологический разрез по жилам альбит-сподуменового пегматита (Солодов Н. А., 1957)
1 — кварц-альбит-сподуменовая зона; 2 — среднезернистая кварц-альбитовая зона; 3 — интенсивно выщелоченный кавернозный пегматит; 4 — габбро-анортозит

Из трех зон альбит-сподуменовых пегматитов зона блокового микроклина II с глубиной постепенно выклинивается. В отдельных крупных жилах с глубиной появляется кварц-альбит-петалитовая зона мощностью до 15 м. Зональность альбит-сподуменовых жил иногда не обнаруживает существенных изменений по падению на глубину до 700 – 800 м.

Альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой крупнейшие месторождения лития (с попутным танталом и бериллием). Средние содержания Li_2O по разным месторождениям изменяются, как правило, в пределах 1,1 – 1,5%. Запасы Li_2O исчисляются сотнями тысяч тонн. Из всех литиевых минералов в альбит-сподуменовых пегматитах практическое значение имеет лишь сподумен, образующий призматические кристаллы серо-зеленого цвета размером от 1 мм до 50 см, редко до 2 м. Характер распределения лития равномерный или неравномерный. По падению жил среднее содержание лития постепенно возрастает либо остается на одном уровне на протяжении многих сотен метров. Содержания ниобия и тантала невысокие: 0,008 – 0,012% Nb_2O_5, 0,004 – 0,010% Ta_2O_5. Рубидий и цезий характеризуются кларковыми для пегматитов содержаниями.

Среднее содержание BeO в альбит-сподуменовых пегматитах составляет 0,025 – 0,040%. В краевой кварц-альбитовой зоне бериллия больше, чем в центральной кварц-альбит-сподуменовой. Характер распределения неравномерный. По падению содержание бериллия увеличивается или остается на одном уровне. Основная масса бериллия представлена бериллом, образующим мелкие неправильной формы выделения размером 5 – 20 мм. Запасы BeO в месторождениях подобного типа достигают несколько десятков тысяч тонн, а Ta_2O_5 — нескольких тысяч тонн.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами и бериллом

К месторождениям этого типа относятся Бикита (Зимбабве), Карибиб (Намибия), Берник-Лейк (Канада), Блек-Хиллс (США), Варутреск (Швеция), Васин-Мыльк (Россия). Это один из наиболее важных типов

промышленных редкометальных месторождений. Они известны во многих пегматитовых полях мира от позднеархейской до герцинской эпох.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты обычно залегают в метаморфических породах амфиболитовой фации и ассоциируют с микроклиновыми, микроклин-альбитовыми и альбитовыми пегматитами. При этом сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты обычно более удалены от магматического очага, чем микроклиновые и микроклин-альбитовые, но находятся ближе альбитовых и альбит-сподуменовых. Месторождения представлены, как правило, единичными крупными и весьма крупными линзо- и жилообразными телами. Длина их измеряется многими сотнями метров (в отдельных случаях превышает 1 км), мощность 5 – 50 м (иногда до 150). Для крупных месторождений зональных пегматитовых тел характерны пологие углы падения.

Сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты от всех типов пегматитов отличаются наибольшей сложностью минерального состава. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат; черный, розовый и полихромный турмалин, а из редкометальных — сподумен, петалит, лепидолит, амблигонит, эвкриптит, разнообразные поздние и вторичные фосфаты лития, поллуцит, берилл, воробьевит, танталит, симпсонит, микролит, стибиотанталит, водженит и др.

Внутреннее строение рассматриваемых пегматитов характеризуется самой высокой степенью дифференциации (рис. 87). Существенно альбитовые и слюдяные зоны обладают таким же закономерным положением, как и существенно микроклиновые. Подобно другим типам пегматитов, в сподумен-микроклин-альбитовых жилах может произойти выпадение отдельных зон, вследствие чего лишь в единичных жилах выделяется 11 зон, в большинстве же пегматитов всего три-семь зон. Две и даже три смежные зоны часто объединяются.

Из редких элементов данных пегматитов практическое значение имеют Ta, Cs, Rb, Li, Be, Nb, а иногда Sn, Ln.

Наиболее богатые литием жилы содержат 0,5 – 0,9% Li_2O, в отдельных жилах запасы Li_2O достигают мно-

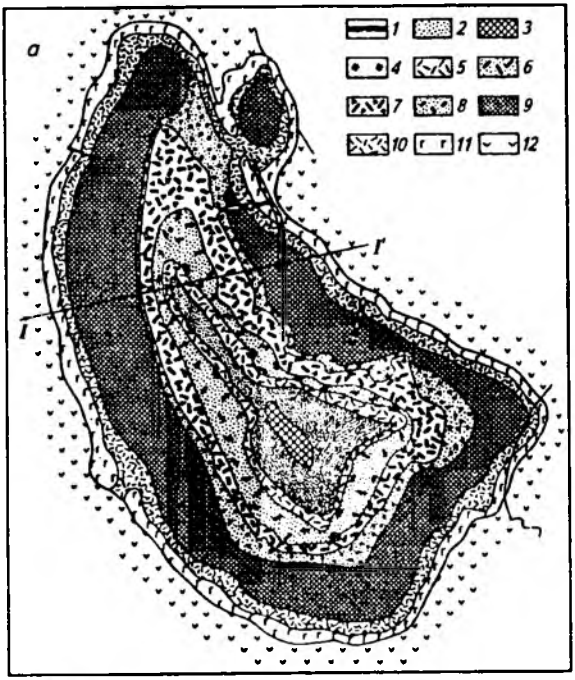
гих десятков тысяч тонн, редко свыше 100 тыс. т. Сподумен обычно образует крупные белые, иногда розоватые пластинчатые кристаллы длиной от 0,2 до 10 м, которые легко извлекаются вручную. В пегматитах отдельных месторождений промышленный интерес, кроме того, имеют лепидолит, петалит, эвкриптит и амблигонит-монтебразит. Лепидолит представляет практический интерес в том случае, если обособляется в виде самостоятельной анхимономинеральной зоны. В некоторых пегматитах лепидолит образует зоны длиной 100 м и более при мощности 10 м и глубине распространения до 150 м. Благодаря этому лепидолитсодержащие зоны служат объектом добычи лития, цезия и рубидия.

В лепидолите содержание Li_2O составляет (в %): 3—5, Rb_2O — 1—3,5; Cs_2O — 0,2—0,8. Запасы лепидолита некоторых месторождений Канады (Монтгари), Зимбабве (Бикита) и Намибии (Карибиб) исчисляются сотнями тысяч и даже миллионами тонн.

Цезий имеет промышленное значение только в этом типе пегматитов. Его содержание в руде нередко составляет 0,2—0,8%. Запасы цезия в отдельных месторождениях достигают многих десятков тысяч тонн. Источником промышленного получения цезия из пегматитов служит не только его собственный минерал — поллуцит, но также и лепидолит. Поллуцит белого цвета встречается в виде выделений неправильной формы размером от 0,5 до 50 см, иногда более. Максимальные концентрации поллуцита характерны для центральных зон мелкопластинчатого альбита и чешуйчатого лепидолита, реже минерал образует самостоятельные зоны (анхимономинеральные линзообразные скопления) протяженностью в десятки метров и мощностью до 7 м. Распределение поллуцита в жилах крайне неравномерное, гнездовое.

Рубидий, подобно цезию, в пегматитах данного типа обладает наибольшей концентрацией. Его среднее содержание в жилах достигает 0,5% (наивысшее из всех природных образований).

Обычно рубидий рассеивается в микроклине и слюдах (1—2% Rb_2O), частично в поллуците (до 1% Rb_2O), иногда образует рубидиевый мусковит, содержащий до 4% Rb_2O. Наивысшее содержание Rb_2O (до


а
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
I
I
б
I
I

1% и более) установлено в зоне блокового микроклина II и в центральной зоне чешуйчатого лепидолита.

Валовое содержание BeO в пегматитовых телах описываемого типа обычно 0,04—0,05%. Запасы в таких жилах исчисляются десятками и сотнями, а в отдельных случаях — свыше тысячи тонн BeO.

По падению жил — сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов промышленное оруденение прослеживается на глубину до 200—300 м. При этом наибольшей выдержанностью характеризуются содержания Nb, Be, Li, отчасти Ta и Sn, а наименьшей — Rb и особенно Cs.

Природные высокоминерализованные воды

Подобно пегматитам, в которых от сочетания породообразующих минералов зависит набор и степень концентрации редких металлов, в природных высокоминерализованных водах сочетание макрокомпонентов (калия, натрия, магния, кальция и др.) определяет содержание редких элементов. Различаются следующие типы вод.

1. Термальные хлоридные калиево-натриевые распространены в районах повышенной современной вулканической активности: в Новой Зеландии, Японии, Эквадоре, США (шт. Вайоминг, Невада, Калифорния), Исландии, Италии, а в России — на Камчатке и Курильских островах. Воды всегда характеризуются самоизливом из естественных термальных источников, гейзеров, извержений фумарольного типа, либо из скважин. Температура воды или перегретого пара

Рис. 87. Геологический план (а) и разрез (б) по жиле сподумен-микроклин-альбитового типа КНР, Коктогай (Солодов Н. А., 1952)

1 — почвенный слой и наносы; зоны (2—11): 2 — блокового кварца, 3 — блокового микроклина II, 4 — чешуйчатого лепидолита с танталатами, 5 — мелкопластинчатого альбита с танталатами, 6 — кварц-сподуменовая с танталитом, 7 — клевеландит-сподуменовая с танталитом и бериллом, 8 — кварц-мусковитовая с бериллом и танталит-колумбитом, 9 — блокового микроклина I, 10 — мелкозернистого альбита с бериллом, 11 — графическая кварц-микроклиновая; 12 — габбро

обычно выше 100 °С, нередко — 180 – 250 °С, в отдельных случаях достигает 500 °С.

Минерализация вод хлоридного калиево-натриевого класса варьирует от 1 до 75 г/л (в среднем 14 г/л). В водах постоянно присутствуют (в мг/л): Li — 4,2 – 27; Rb — 0,5 – 9,4; Cs — 0,4 – 3,8; B — 12 – 111, иногда Sc и Re. Запасы геотермальных вод в некоторых районах мира огромны. Невысокая минерализация вод позволяет использовать методы селективной экстракции из них редких металлов.

2. Глубокозалегающие хлоридные существенно натриевые, кальциевые или магниевые рассолы особенно широко распространены на платформах и краевых прогибах. В последние десятилетия они хорошо изучены в связи с развитием буровых работ на нефть и газ. Глубина залегания вод измеряется километрами. Скважины на первых порах нередко фонтанируют с большим дебитом, достигающим многих тысяч кубометров в сутки. Однако в большинстве случаев добыча подземных вод должна производиться с принудительным откачиванием.

Температура вод изменяется от 20 до 100°С и более, чаще всего 40 – 80; pH варьирует от 4,5 до 7,5; плотность — 1,1 – 1,3 г/см^3. Минерализация вод также широко изменяется — от нескольких десятков граммов в литре до 320 г/л, обычно 150 – 250 г/л. Для этого класса вод показательно одновременное присутствие (в мг/кг): Li — 10 – 150 (иногда до 300); Rb — 0,5 – 5; Cs — 0,5 – 1,5; Sr — 300 – 2000. Запасы лития в подземных водах нефтеносных районов, прилегающих к Мексиканскому заливу, оцениваются в 11 млн т при концентрации лития до 700 мг/л.

В настоящее время глубокозалегающие пластовые воды практически нигде в мире в промышленных масштабах как сырье на редкие металлы не используются. А между тем, только в США вместе с нефтью и газом ежегодно добывается свыше 1,5 млрд т подземных высокоминерализованных вод, в которых содержится минимум 30 тыс. т лития (даже если принять его среднее содержание 30 мг/л), до 500 тыс. т стронция, несколько тысяч тонн рубидия и многие сотни тонн цезия, а кроме того, большое содержание брома, бора, йода, солей калия, натрия, кальция, магния и др.

Во многих регионах мира возможна организация предварительного концентрирования этих попутно добываемых рассолов с применением солнечной энергии, тепла самих вод или путем вымораживания.

3. Погребенная хлоридная натриевая рапа с литием — месторождение Сильвер-Пик (шт. Невада, США). Месторождение расположено в бессточной долине Клайтон, в 200 км к северу от оз. Серлз. Долина площадью 1,5 тыс. км^2 выполнена рыхлыми терригенными отложениями — галечниками, песками и суглинками, перекрытыми тонким плотным слоем практически водонепроницаемых глин. Центральная часть долины представляет собой дно высохшего послеледникового озера. Мощность рыхлых отложений 100—200 м. Рыхлые отложения служат коллектором рапы хлоридного натриевого состава, представляющей собой уникальное комплексное химическое сырье. Общая минерализация рапы свыше 200 г/л. Рапа содержит (в г/кг): Na — 62; K — 8; Ca — 0,5; Mg — 0,4; Li — 0,4; Cl — 100,6; SO_4 — 7,1. Суммарные запасы солей, захороненных в рапе месторождения Сильвер-Пик, составляют несколько миллиардов тонн. Запасы Li_2O Горным бюро США оцениваются в 7,4 млн т при среднем содержании более 0,08%.

4. Салары представляют собой закрытые депрессионные структуры и встречаются внутри пустынных поясов с крайне аридным климатом и интенсивным испарением, чему способствует пониженное давление в условиях высокогорья. Салары состоят из отложений соли, переслаивающихся с песками и глинами. Соляные слои обычно пористые, поры заполнены крепким рассолом — рапой. Месторождения литиеносных саларов связаны с галогенными отложениями солеродных бассейнов плейстоценового возраста. Салары известны на западном побережье Южной Америки, где выявлено более 75 объектов размером до нескольких тысяч квадратных километров, из которых наиболее крупными являются Салар-де-Уюни (Боливия) и Салар-де-Атакама (Чили).

Салар-де-Атакама находится в северной части Чили. Площадь его составляет 3000 км^2, высота над уровнем моря — около 2300 м. Соляное ядро состоит почти исключительно из галитовой фации с узкими краевы-

ми фациями сульфатов и карбонатов. Слой галита имеет мощность около 350 м в ядре и 50 м — по краям бассейна.

Общие запасы лития в Салар-де-Атакама оцениваются в 4,5 млн т, подтвержденные — в 1,67 млн т. Салар отличается исключительно высокой концентрацией лития в рапе (0,14%). В рапе определены также (в %): K — 1,87; Na — 6,92; Mg — 0,91; B — 0,04 и небольшие, но потенциально извлекаемые количества рубидия и цезия.

Производство карбоната лития в Атакаме (в расчете на металл) составило (в т): в 1984 – 398; в 1987 – 907. Вся продукция поступает на экспорт. Кроме лития компания получает попутно 150 тыс. т в год калиевых солей для производства удобрений.

Для извлечения лития из рассолов используется традиционная технология постадийного солнечного упаривания, в результате которого концентрация этого металла в рассоле возрастает в 25 раз. Из концентрированной рапы литий в виде карбоната извлекают действием кальцинированной соды.

Сухое соляное озеро Серлз (шт. Калифорния, США) расположено в бессточной котловине. Соляная толща имеет площадь 80 км^2, из которых на 30 км^2 она выходит непосредственно на поверхность. Остальные 50 км^2 по окраинам соляной толщи покрыты маломощным слоем соленосных илов. Мощность толщи 30 – 40 м. Соляная толща обладает высокой пористостью (25 – 50%). Поры заполнены концентрированным рассолом — рапой, общая минерализация которой превышает 450 г/л, плотность рапы 1,3 г/см^3, pH — 9,4. В межзернистой рапе из верхнего соляного пласта содержатся (в мг/кг): Br — 850; J — 30; NH_4 — 18; F — 20; W — 70; Mo — 0,7; Ge — 0,3; Sb — 6; Li — 96 – 115.

Суммарные запасы оксида лития в рапе оз. Серлз 400 тыс. т, а рубидия — 2 – 3 тыс. т. Описываемое месторождение разрабатывалось более полувека. В последние годы добыча приостановлена из-за освоения месторождения Сильвер-Пик.

5. *Поверхностная хлоридная натриево-магниевая рапа* — **Мертвое море** (Израиль). Район месторождения приурочен к участку грабенообразного опускания, который вместе с рифтом Красного моря образу-

ет современную рифтовую зону. Минерализация рапы непостоянна и возрастает с глубиной от 273 г/л в приповерхностном слое до 315 г/л — в нижнем. Содержание лития — 180, рубидия — 60 мг/л.

6. Поверхностная сульфатно-хлоридная магниево-натриевая рапа — **Большое Соленое озеро** (шт. Юта, США) площадью около 2,5 тыс. км^2. Глубина озера до 8 – 15 м. Общая минерализация 275 – 370 г/л; плотность — 1,21 – 1,23 г/см^3; pH — 7,4 – 7,7. Запасы Li_2O в поверхностной рапе 1,3 млн т при содержании лития 42 – 66 мг/л.

Металлогения

Для лития характерны: широкое развитие как в эндогенном, так и экзогенном процессах рудообразования; связь промышленных месторождений в эндогенном процессе главным образом с кислыми породами (внутрикоровыми гранитами); сосредоточение основной массы эндогенных запасов в редко-метальных пегматитах, а основной массы экзогенных мировых запасов — в природных высокоминерализованных водах (Солодов, 1985; 1996).

Запасы лития известны во всех минерагенических эпохах, но основная масса их приходится на четыре ранние эпохи: позднеархейскую (на границе архея и протерозоя), ранне- и среднепротерозойскую, раннерифейскую. Однако с учетом длительности эпох наивысшей удельной интенсивностью литиевого оруденения характеризуются фанерозойские (4,7% всех запасов лития на каждые 100 млн лет фанерозоя и только 3,7 — в докембрии).

■ РУБИДИЙ И ЦЕЗИЙ

Цезий (ceasium — небесно-голубой) обнаружили в 1860 г. немецкие химики Р. Бунзен и Г. Кирхгофф при спектральном исследовании солей щелочных металлов, осажденных из минеральных вод. Цезий — первый элемент, открытый спектральным анализом. В 1861 г. эти ученые открыли **рубидий** (rubidium — темно-красный по цвету линий спектра) при анализе того же осадка солей из лепидолита.

Рубидий и цезий — элементы главной подгруппы первой группы Периодической системы Д. И. Менделеева, их порядковые номера — 37 и 55. Атомная масса рубидия 85,47. Природный рубидий состоит из двух изотопов: 72,15% ^{85}Rb и 27,85% ^{87}Rb (радиоактивен). Атомная масса, цезия 132,905. Цезий имеет в природе только один стабильный изотоп ^{133}Cs. Основные константы атомов рубидия и цезия: атомный радиус (нм) 0,253 и 0,272; ионный радиус (нм) 0,149 и 0,165; первый потенциал ионизации (эВ) 4,176 и 3,893. Рубидий слабо парамагнитен, цезий диамагнитен. Плотность при 20 °С (г/см^3) 1,5 и 1,9; твердость по Моосу — 0,3 и 0,2; температура (°С) плавления — 39,0 и 28,5, кипения — 705 и 688.

Освоенные и возможные области применения рубидия и цезия:

1) радиотехника и электроника — фотоэлементы, фотоумножители, телевизионные передающие электронно-лучевые трубки, электронно-оптические преобразователи и усилители изображения; 2) ракетно-космическая техника — топливо в ионных ракетных двигателях; 3) электроэнергетика — МГД-генераторы; 4) плазменная радиотехника сверхвысоких частот — плазменные усилители; 5) атомная техника — теплоносители энергосистем; получение металлического плутония (соли цезия); исследования по управляемым реакциям ядерного синтеза (Cs-плазма) и др.; 6) измерительная техника — сцинтилляционные счетчики; 7) военная техника — искусственные ионизированные цезиевые облака для сверхдальней связи; 8) светотехника — фосфаты; 9) стекло и керамика — специальные стекла для оптических приборов; 10) химическая отрасль промышленности — катализаторы в реакциях органического и неорганического синтеза (Солодов и др., 1986).

Промышленные минералы — лепидолит и поллуцит. Основной объем добычи лепидолита дают Зимбабве и Намибия, частично Мозамбик. Всего здесь получено более 1 млн т лепидолитовых концентратов, и в годы наиболее благоприятной конъюнктуры только в Зимбабве добывалось по 77—85 тыс. т минерала в год. В Зимбабве, Намибии, Канаде и Мозамбике поллуцит извлекается попутно при добыче литиевых, бериллиевых и танталовых минералов.

Подтвержденные запасы цезия на начало 1991 г. в зарубежных странах оценивались в 111 тыс. т. Потребление рубидиевых продуктов в США не превышает 1 т, а цезиевой продукции — первые десятки тонн, в Японии — 30 т.

Поллуцит продавался в США в 1989 г. по 440 долл/т. Цены в конце 80-х годов (в долл/кг): Rb металлический чистотой 99,9% — 4710; Cs металлический чистотой 99,98% — 4420; соли Rb стандартных сортов — 4240; соли Cs — 3260.

Геохимия и минералогия

Кларк рубидия равен 82 г/т, цезия — 5 г/т.

К собственным минералам рубидия относятся три самые богатые рубидием калиевые слюды и один полевой шпат, в которых содержание Rb_2O составляет 2,9—4,5%. Промышленное значение имеет только лепидолит.

У цезия выявлено восемь минералов: пять силикатов, один борат, один фтороборат и один оксид. Промышленное значение имеет только поллуцит $CsAlSi_2O_6 \cdot nH_2O$ (до 30% Cs_2O). Содержание Cs_2O в минералах варьирует от 5 до 32%. Силикаты в целом богаче цезием, чем борат (до 5%) и фтороборат (до 7%). Обогащение рубидием характерно для всех минералов калия.

Наивысшее содержание цезия (2,68%) из несобственных минералов зафиксировано в розовом берилле — воробьевите. Лепидолит и жильбертит содержат от 0,2 до 0,65% Cs, рубидиевый лепидолит — до 0,95%. В некоторых случаях более 0,1% Cs имеют поздние микроклины (0,23—0,27%) и розовый мусковит (0,137%) из поллуцитсодержащих зон редкометальных пегматитов, а также циннвальдит из грейзенов (0,208%).

Типы промышленных месторождений

Наиболее важными месторождениями рубидия и цезия являются: сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты и природные высокоминерализованные воды (см. «Литий»), а также холмквистит-цезий-биотитовые метасоматиты, карналлиты и нефелин-апатитовые руды.

Холмквистит-цезий-биотитовые околопегматитовые метасоматиты

Гольцовое месторождение (Восточные Саяны) локализовано в протерозойских осадочно-метаморфических породах, в которых залегает свита крутопадающих (60 – 90°) пегматитовых тел типично жильной формы с раздувами, пережимами, ветвлением и апофизами. Длина жил изменяется от десятков метров до 1,5 км, а мощность — от дециметров до 40 м; по падению жилы прослежены на 300 м и более. Мелкие жилы обычно группируются в жильные серии мощностью 20 – 40 м, в пределах которых 40 – 50% объема занимают пегматитовые тела, а 50 – 60% — металлоносные метасоматизированные вмещающие породы, среди которых резко преобладают амфиболиты, кварц-биотитовые и амфиболовые сланцы.

Большинство промышленных пегматитовых тел относится к сподумен-микроклин-альбитовому типу (с тантало-литиево-цезиевой минерализацией). Однако от типичных пегматитов данного типа жилы отличаются крутыми углами падения, незональным строением, сложной морфологией, практическим отсутствием лепидолита, розового и полихромного турмалина.

Главный носитель редких щелочных металлов в околопегматитовых метасоматитах — биотит; меньшая часть их содержится в холмквистите. Запасы цезия за счет цезиевого биотита в экзоконтактах жил во много раз превышают его запасы в самых крупных мировых месторождениях поллуцита и лепидолита. Среднее содержание Cs_2O в экзоконтактовых зонах 0,1 – 0,6% при одновременном содержании 0,1 – 0,25 — Rb_2O и 0,1 – 0,4 — Li_2O. Содержание цезия в цезиевом биотите достигает 4%, рубидия — 1, лития — 0,4.

Экзоконтактовые зоны окаймляют промышленные по содержанию тантала, олова, лития, цезия и бериллия пегматиты, при разработке которых руды с цезиевым биотитом и холмквиститом могут добываться попутно, что существенно увеличит рентабельность освоения таких комплексных месторождений.

Для возникновения промышленных скоплений цезиевого биотита и холмквистита благоприятны: наличие амфиболсодержащих вмещающих пород; широкое развитие сподумен-микроклин-альбитовых пегма-

титов с литиево-цезиевой минерализацией; положительная специализация на цезий и литий пегматитовой провинции.

Нефелин-апатитовые руды

При разработке апатитовых месторождений в нефелин-калишпатовых (так называемых, агпаитовых) массивах одновременно с апатитом добываются большие массы нефелина, содержание которого в руде составляет 30—40%. При переработке нефелина в глинозем рубидий и цезий (а также галлий) накапливаются в промежуточных продуктах, из которых могут быть рентабельно извлечены.

Карналлиты

Карналлит $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ (14,1% K; 8,7 — Mg; 38,3 — Cl; 38,9 — H_2O) служит одним из промышленных источников добычи рубидия. Карналлит — главный минерал одноименной породы слагает от 40 до 85% ее объема. В породе обычно присутствует галит (10—55%), а также примеси ангидрита, сульфатов магния, глины и других минералов.

Карналлитовые породы известны во многих соленосных бассейнах мира, но наиболее хорошо изучены в Канаде, Испании, ФРГ, Польше, России. Площади соленосных бассейнов достигают многих тысяч квадратных километров при мощности отложений 1—2 км. Протяженность пластов исчисляется километрами. В первично-осадочных карналлитах обычно содержится 0,008—0,015% рубидия. При диагенетической перекристаллизации карналлита содержание рубидия всегда резко возрастает (до 0,025%, а в отдельных случаях до 0,16%), что объясняется различием в растворимости рубидиевого и калиевого карналлитов. Эта разница в их растворимости обычно используется в технологии получения рубидия из рапы путем последовательной многократной перекристаллизации. Запасы рубидия в карналлитах отдельных бассейнов исчисляются миллионами тонн.

Металлогения

Для металлогении рубидия характерно: 1) примерно одинаковое количество промышленных запасов

в месторождениях, связанных с кислыми и щелочными породами; 2) тяготение к грейзеновым месторождениям, на которые в сумме приходится две трети эндогенных запасов этого металла; 3) наивысшее накопление в экзогенных месторождениях, в которых сосредоточено свыше половины всех его мировых запасов, главным образом, в хемогенно-осадочных образованиях (карналлиты) и поверхностной рапе.

Металлогения цезия: 1) в эндогенных месторождениях сосредоточены 62% всех его мировых запасов, в экзогенных — 38; 2) почти все эндогенные запасы цезия приурочены к месторождениям, связанным с кислыми породами; 3) на долю пегматитовых месторождений и связанных с ними метасоматитов приходится 96% его эндогенных мировых запасов; 4) в экзогенном цикле запасы цезия приурочены к природным минерализованным водам (98% экзогенных запасов), но в отличие от рубидия и лития они сосредоточены в термальных водах вулканических областей.

■ БЕРИЛЛИЙ

Бериллий открыт в 1798 г. французским химиком Л. Вокленом в берилле.

Бериллий — элемент главной подгруппы II группы Периодической системы Д. И. Менделеева, порядковый номер 4, атомная масса 9,0122. Известен лишь один природный стабильный изотоп бериллия, а также четыре радиоактивных изотопа ^{6}Be, ^{7}Be, ^{8}Be, ^{10}Be; атомный радиус 0,11 нм, ионный радиус — 0,03; первый потенциал ионизации 9,32 эВ, второй — 18,21.

В бериллии уникально сочетаются многие важные для новой техники химические, физические и механические свойства: малая плотность (1,848 г/см^3), высокая удельная прочность, высокий модуль упругости, способность сохранять точность и стабильность размеров деталей, выдерживать большие температуры, высокая жесткость, теплопроводность, хорошая коррозийная стойкость и специфические ядерно-физические характеристики — очень малое поперечное сечение захвата тепловых нейтронов и большое поперечное сечение их рассеяния, устойчивость в условиях воздействия облучения и высоких температур. Все это

способствует эффективному использованию бериллия в машино- и приборостроении; атомных реакторах и АЭС; авиаракетной и космической технике; судостроении — гироскопы и акселерометры; военной технике — атомное оружие и др.; силикатной отрасли промышленности; электротехнике; радиоэлектронике; металлургии чугуна, стали и сплавов; термоядерных электростанциях.

Общие запасы BeO в мире превышают 1,4 млн т. Наиболее крупные запасы в Бразилии (25%), России (более 24%), Индии (11%), Китае (7%). Подтвержденные запасы оцениваются в 190 тыс. т.

Еще совсем недавно берилл пегматитовых и в меньшей мере грейзеновых месторождений занимал практически монопольное положение в сырьевой базе. В 50-е годы появились первые находки гидротермальных месторождений бериллия, представленных бертрандитом, фенакитом, гельбертрандитом, бехоитом.

Наиболее крупные непегматитовые месторождения бериллия известны в США (Спер-Маунтин на хребте Томас — метасоматиты с гельбертрандитом, бехоитом и бертрандитом), Бразилии (Боа-Виста — бериллиеносные грейзены), Мексике (Агуачилла — метасоматиты с бертрандитом), Канаде (Силл-Лейк — фениты с барилитом).

Добыча берилла началась еще в прошлом веке (если не считать добычи изумрудов, аквамарина и гелиодора, производившихся с незапамятных времен). Однако до войны ее размеры были невелики. К 1979—1982 гг. добыча достигла 700—800 т BeO. После Второй мировой войны главными поставщиками берилла были Бразилия, Аргентина, Индия. В последние годы ведущее положение в добыче бериллия заняли США, Китай, Россия. Годовое производство бериллиевых концентратов превышает 5,8 тыс. т. Основными производителями являются США, Китай и Россия.

Цена на импортные бериллиевые концентраты (10% BeO) за последние пять лет находилась на уровне 850 долл/т. Металл 98,5%-ной степени очистки оценивался в 1993 г. в 495 долл/кг.

Крупными считаются месторождения с запасами BeO 100—40 тыс. т, рядовыми — 40—10 тыс. т. Богатые руды содержат 0,5% BeO и более, бедные — 0,04—0,1%.

Геохимия и минералогия

У бериллия выявлено 59 минералов, из них: 34 силиката, 12 фосфатов, семь оксидов, три бората, два арсената и один карбонат. Все минералы бериллия — либо оксиды, либо соли кислородных кислот, что свидетельствует о его высоких оксифильных свойствах. Из 59 его минералов 10 видов содержат свыше 30% BeO. В целом для состава минералов бериллия наиболее характерен парагенезис с натрием, кальцием и алюминием, а также почти полное отсутствие калия.

Минералы бериллия встречаются в месторождениях, генетически связанных с породами как кислыми, так и щелочными. Есть основания полагать, что месторождения берилла могут формироваться в метаморфогенных условиях. В гипергенных условиях также известно образование некоторых силикатов (сферобертрандит, бериллит, тугтупит), арсенатов (беарсит) и гидрооксида (бехоит).

Геохимические свойства бериллия в основном определяются малым размером его ионного радиуса, низким координационным числом, относительно высоким потенциалом ионизации второго (валентного) электрона и амфотерностью. В отличие от редких щелочных металлов бериллий не имеет петрогенных элементов-лидеров. Из распространенных элементов по размеру ионного радиуса он наиболее близок к кремнию, но сильно проигрывает ему в потенциале ионизации и валентности, поэтому замещение бериллием кремния, несмотря на сходство их координационных чисел (IV), энергетически весьма невыгодно и в природных минералах наблюдается очень редко.

Гораздо большее влияние на поведение бериллия оказывает фтор. Но это влияние имеет не кристаллохимическую, а чисто химическую природу. Фтор образует с бериллием устойчивые комплексы типа $(BeF_4)^{2-}$, $(BeF_3)^{1-}$, (BeF_2), $(BeF)^{+}$. Фтор — главный экстрактор и переносчик бериллия в магматогенных (особенно гидротермальных) месторождениях. Не случаен постоянный парагенезис в них минералов бериллия с флюоритом.

Очень важную роль в геохимическом поведении бериллия играет его амфотерность, вследствие чего он одинаково легко образует собственные минералы как в существенно кислотной среде, выполняя функцию

типичного катиона, так и в щелочной среде, где приобретает кислотную функцию заменителя кремния.

Содержание бериллия в породообразующих минералах не превышает тысячных долей процента и лишь в касситерите, циртолите, ортите, везувиане, хрупких слюдах (тортвейтите) и гранате установлены сотые и десятые доли процента.

Кларк, подсчитанный А.А. Беусом, — 1,5 г/т. Однако, если учесть, что бериллий имеет небольшую атомную массу, то его распространенность в процентах от числа атомов выше, чем у цезия и тантала.

Среднее содержание бериллия в магматических породах щелочно-земельного ряда закономерно возрастает от ультраосновных пород (0,2 г/т) к кислым (3,5 г/т). Содержание бериллия в различных группах щелочных пород изменяется от 2 (кимберлиты) и 3,9 (миаскиты) до 18 г/т (агпаитовые нефелиновые сиениты).

Типы промышленных месторождений

Среди эндогенных месторождений бериллия выделяются следующие типы: пегматитовый, полевошпатовых метасоматитов, грейзеновый, плутоногенный гидротермальный и вулканогенный гидротермальный.

Редкометальные гранитные пегматиты

Бериллий характерен для всех пяти типов редкометальных пегматитов (Солодов, 1971). Единственным промышленно ценным его минералом в них является берилл. Причем самые бедные из них микроклиновые и микроклин-альбитовые пегматиты (рис. 88), содержащие всего несколько сотых долей процента BeO, вначале были главным поставщиком берилла. Благодаря его весьма крупным размерам (до 2x0,6 м) и правильной призматической форме кристаллов он легко извлекался ручной выборкой. Этому способствовало также строго закономерное нахождение кристаллов на границе зоны блокового микроклина и кварцевого ядра (или на границе блоков микроклина и кварца). Пегматитовые тела имеют линзо- и жилообразную форму длиной 100—150 м, мощностью 5—30 м. Рудоразборный берилл известен и в альбитовых пегматитах (рис. 89), причем здесь среднее содержание BeO

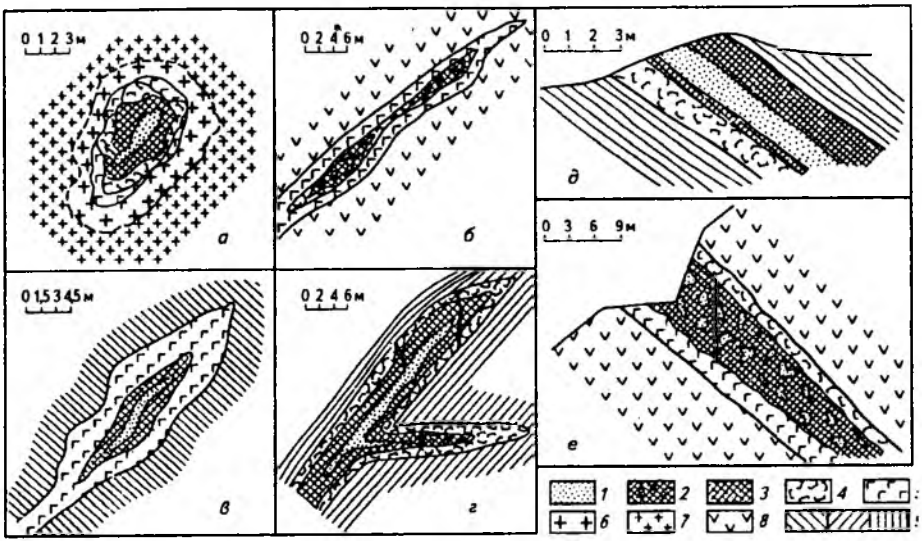


Рис. 88. Геологические планы (а-г) и разрезы (д, е) крутопадающих тел микроклиновых пегматитов
1 — зона блокового кварца; 2 — блоковая кварц-микроклиновая зона; 3 — зона блокового микроклина I; 4 — пегматоидная кварц-микроклиновая; 5 — графическая кварц-микроклиновая; 6 — неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая; 7 — гранит; 8 — габбро; 9 — метаморфические сланцы

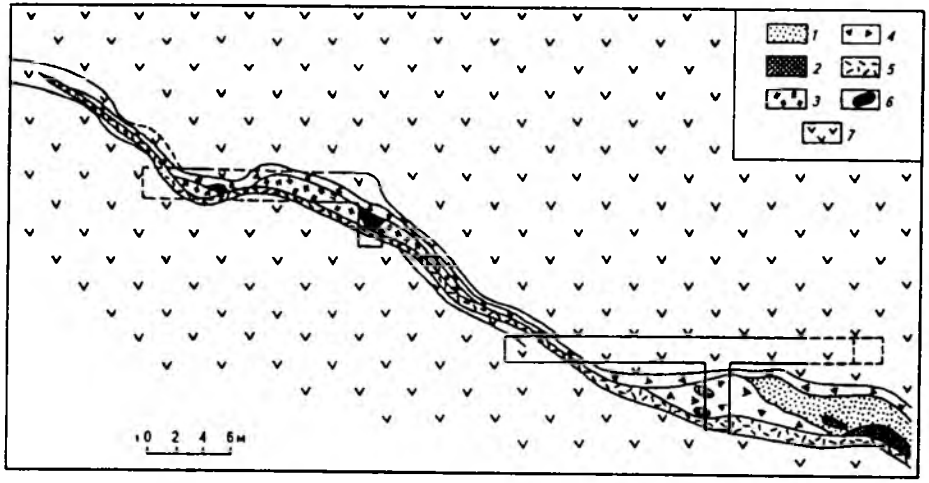


Рис. 89. Геологический разрез по альбитовому пегматиту
1 — блоковый кварц; 2 — блоковый микроклин II; 3 — мелколистоватый мусковит; 4 — зона клевеландита; 5 — зона сахаровидного альбита; 6 — берилл; 7 — габбро; 8 — сброс

достигает 0,1 – 0,2%. Форма тел типично жильная. В них наряду с бериллом промышленный интерес приобретает танталит-колумбит. Содержание Ta_2O_5 0,012 – 0,022%.

Наиболее важные месторождения рудоразборного берилла находятся в Бразилии, Заире, Зимбабве. Возраст пегматитов рифейский или фанерозойский.

Гораздо более крупные месторождения бериллия представлены литийсодержащими типами пегматитов, т. е. сподумен-микроклин-альбитовым и альбит-сподуменовым. Но в них берилл обычно мелкокристаллический, и поэтому извлекается только флотацией (см. «Литий»).

Редкометальные грейзены

Из всех редких металлов в данной формации самостоятельное промышленное значение имеет только бериллий, представленный бериллом. В свою очередь из семи бериллоносных парагенетических типов данной формации пока разрабатываются только два: олипжлаз-флогопитовые жилы и кварц-вольфрамит-берилловые жилы.

Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом известны в Египте, Южной Африке, Австрии, Индии и России (Изумрудные копи). Все известные жилы приурочены к экзоконтакту крупных гранитных интрузий в метаморфических толщах сложного состава с останцами серпентинизированных ультраосновных пород (перидотитов, дунитов, пироксенитов). Изумрудоносные жилы локализованы только в ультраосновных породах, измененных в серпентиниты, тальковые, актинолит-тальковые и другие сланцы.

Олигоклаз-флогопитовые жилы мощностью от 0,5 до 6 м иногда образуют сложные свиты ветвящихся тел общей мощностью до десятков метров, прослеживающиеся по простиранию и падению на сотни метров.

Для олигоклаз-флогопитовых жил характерно зональное строение. В центральной части тел обычно находится плагиоклазит, который залегает непосредственно во флогопитовом сланце либо в виде линз, нередко соединенных тонкими проводниками, либо в виде выдержанных линзообразных тел мощностью

от 3 до 20 см. В некоторых случаях в центральных участках жил наряду с плагиоклазом присутствуют небольшие линзы темно-серого кварца размером от нескольких сантиметров до 20 см. В Индии на месторождении Колигаман центральная часть жильного комплекса сложена типичным пегматитом, линзы которого наблюдаются также в биотитовых и актинолит-тремолитовых сланцах, содержащих изумруд. По обе стороны от плагиоклазитовых тел симметрично располагаются флогопитовая (или биотитовая), актинолитовая и тальковая зоны.

Изумруд, как правило, встречается во флогопитовой (или биотитовой) зоне и на контакте ее с плагиоклазитом, реже — в плагиоклазите и линзах темно-серого кварца, в единичных случаях присутствует в тальке (развивающемся по флогопиту) и в актинолитовой зоне. Кристаллы изумруда призматического облика размером от 1x1x3 до 1,5x1,5x8 см, изредка более. На месторождении Сомерсет (Южная Африка) был найден изумруд размером 14x35 см, считающийся самым крупным в мире (24000 карат).

Берилл образует отдельные кристаллы размером от 0,5x0,5x1,5 до 5x6x15 см, иногда более. Цвет берилла светло-зеленый и голубовато-зеленый. Кристаллы, заключенные во флогопите, имеют более интенсивную зеленую окраску, по сравнению с кристаллами, находящимися в плагиоклазите. Скопления берилла иногда достигают значительных размеров.

Бериллийсодержащий маргарит слагает каемки толщиной до 5 см на контакте плагиоклазитового ядра с флогопитовой зоной или встречается в виде скоплений отдельных кристаллов во флогопитовой зоне. В некоторых месторождениях распространен довольно широко и на его долю приходится до 45% всего бериллия. Фенакит, хризоберилл, александрит, бавенит и бертрандит редки.

Изумрудные копи разрабатываются на берилл, изумрудную зелень и изумруд. Запасы BeO превышают 10 тыс. т при сравнительно невысоком содержании (до 0,15%), но в комплексе с изумрудами месторождения могут отрабатываться вполне рентабельно. Практический интерес также может представить высокое содержание редких щелочных металлов во флогопито-

вой зоне. Содержание составляет во флогопите (в %): Li_2O — 0,15–0,35; Rb_2O — 0,15–0,25; Cs_2O — 0,04–0,06. В добываемой руде, поступающей на обогащение, количество флогопита составляет 55–65%.

По запасам лития, рубидия и цезия эти месторождения небольшие, но поскольку флогопит получается попутно, он может служить готовым сырьем для получения редких металлов, а также *сипласта — нового сверхлегкого материала,* продукта выщелачивания слабыми кислотами.

Кварц-вольфрамит-берилловые жилы и кварц-молибденит-вольфрамитовые грейзены с бериллом часто располагаются в пределах одного месторождения и имеют взаимные переходы, что хорошо изучено на месторождениях Казахстана. Рудные жилы залегают в олигоклаз-хлорит-кварцевых сланцах и других слабометаморфизованных породах, локализуясь над апикальной частью альбитизированных и грейзенизированных мусковитовых гранитов с акцессорной минерализацией, характерной для бериллиеносных апогранитов (спессартин, клейофан, берилл, литийсодержащие слюды, флюорит, родохрозит, сидерит и др.).

Выделяются как типичные грейзены (площадная грейзенизация), образованные по апогранитам апикальной части гранитного купола, так и кварцевые жилы с маломощными (до 1,5 см) околожильными слюдяными оторочками. Кварц-берилловые рудные жилы располагаются в сланцах над пологим склоном интрузивного купола. Максимальная протяженность жил на глубину 300 м.

Рудные жилы и линзы длиной до нескольких сотен метров имеют резкие четкие контакты, отороченные маломощной мусковитовой корочкой. Наряду с жилами хорошо развиты штокверково-прожилковые зоны. В кварц-берилловых жилах выделяются следующие минеральные ассоциации: кварц-вольфрамит-молибденит-берилловая, кварц-берилловая, флюорит-мусковит-кварц-берилловая, топаз-кварц-берилловая. Основной жильный минерал — кварц; второстепенные — мусковит, топаз; рудные — берилл, молибденит, вольфрамит, бертрандит, сфалерит, висмутин.

В целом бериллоносные грейзены по содержанию BeO в 5–10 раз богаче бериллоносных пегматитов.

Но весь берилл здесь мелкий и может извлекаться в основном флотацией. Запасы этих месторождений исчисляются тысячами тонн BeO.

Редкометальные слюдисто-флюоритовые метасоматиты

Мусковит-турмалин-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом и мусковит-литионит-флюоритовые метасоматиты с фенакитом известны в США (Аляска, Нью-Мексико), КНР, Норвегии и Аргентине. На одном из месторождений в России (Вознесенское, Д. Восток) оба типа совмещены.

Флюоритизированные бериллиеносные зоны приурочены к известнякам экзоконтакта штокообразного гранитного интрузива. Рудные тела образуют метасоматические трубообразные, линзообразные тела, пластовые и сложной конфигурации с апофизами. Глубина распространения промышленных руд 300 — 350 м.

В технологическом отношении (по содержанию кальцита или величине кальцитового модуля) руды делятся на силикатно-флюоритовые (слюдисто-флюорит-фенакитовые), слагающие верхние горизонты месторождения, и труднообогатимые карбонатно-флюоритовые (кальцит-слюдисто-фенакитовые) с содержанием кальцита 7 — 15%, которые слагают его нижние горизонты и приконтактовые части на верхних горизонтах.

Слюдисто-флюоритовые руды имеют сложный минеральный состав. Главные минералы — флюорит (50 — 75%) и слюды (20 — 40%), представленные мусковитом, циннвальдитом, протолитионитом, в отдельных случаях широко развит топаз (до 30%). Местами в рудах содержатся (до долей процента) турмалин, фенакит и хризоберилл.

Фенакит присутствует в виде призматических кристаллов (0,02 — 0,4 мм) и радиально-лучистых сростков. Хризоберилл распространен в слюдисто-эфеситовых и эфесит-флюоритовых прожилках среди полосчатых слюдисто-флюоритовых руд, но наиболее част в мусковит-турмалин-флюоритовых рудах, где образует мелкозернистые агрегаты мелких (до 0,1 мм) зерен.

Основными носителями редких щелочных элементов служит мусковит, хрупкие слюды (эфесит), циннвальдит и протолитионит. На месторождениях описываемого типа в получаемом после извлечения флюори-

та слюдистом продукте содержится Li_2O — 1%, Rb_2O — 0,5, Cs_2O — 0,02.

Кварц-мусковитовые метасоматиты с бертрандитом и эвклазом. Характерные месторождения метасоматитов данного типа расположены в пределах горнорудного района Лейк-Джордж (шт. Колорадо, США). Одно из месторождений бертрандитсодержащих кварц-мусковитовых метасоматитов связано со штоком Редскин в южной части батолита Пайс-Пик (куполы Бумер и Чайна-Белл). Центральная часть батолита сложена тонкозернистыми аплитовидными гранитами, которые сменяются к периферии крупнозернистыми порфировидными.

Бериллиевые руды приурочены к аплитовым гранитам. Рудные тела имеют жилообразную и неправильную форму. По составу различают кварц-мусковитовые метасоматиты: 1) с бериллом и 2) с бертрандитом, бериллом, эвклазом; в последних иногда присутствует бромелит. Почти во всех метасоматитах содержатся флюорит и топаз. Бертрандитсодержащая разновидность кварц-мусковитовых метасоматитов отличается большим содержанием флюорита и резким преобладанием бертрандита среди бериллиевых минералов.

Запасы бериллиевых руд только в сфере действия рудников Бумер и Редскин оцениваются в 3 млн т. Запасы BeO в целом по месторождению составляют 30 — 50 тыс. т при содержании BeO от десятых долей до 4% (в среднем около 1%).

Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты

Флюоритовые метасоматиты с фенакитом и бертрандитом — месторождение Ермаковское (Бурятия, Россия) расположено в северном борту грабена, выполненного мезозойскими континентальными отложениями. Месторождение может быть отнесено к плутоногенному гидротермальному типу. Грабен приурочен к протерозойскому останцу осадочно-метаморфических формаций, залегающему среди различных гранитоидов от мезозойского до позднепротерозойского возраста. Размещение рудных тел в экзоконтакте апикальной части аляскитовых гранитов[3] позволяет считать

[3] Скорее всего, щелочных.

эти граниты материнскими. Форма рудных тел неправильная и линзообразная, мощность местами достигает первых десятков, а протяженность по падению и простиранию — первых сотен метров.

Бериллиевое оруденение обогащено бертрандитом в верхних горизонтах и фенакитом — в нижних. Содержание BeO в рудах местами достигает нескольких процентов, в среднем — 1,2%.

Помимо крупного Ермаковского месторождения на территории России разведаны многочисленные объекты различного типа в девяти основных бериллиеносных провинциях (рис.90).

Халцедон-монтмориллонит-флюоритовые метасоматиты с бехоитом и гельбертрандитом — месторождение Спер-Маунтин (шт. Юта, США). Район месторождения приурочен к краевым частям стабилизированных структур в пределах молодой активизированной зоны Северо-Американской платформы. Месторождение может служить примером вулканогенного гидротермального типа. Бериллиеносные руды локализуются в пегаювых туфах риолитовых порфиритов плиоцена. Минерализованные зоны представляют собою серию крупных межпластовых залежей, которые вытянуты по простиранию на сотни и тысячи метров и состоят из отдельных пластообразных тел, залегающих согласно с вмещающими туфами (секущие слоистость контакты наблюдаются редко). Наиболее крупные и выдержанные участки с промышленным содержанием бериллия достигают по протяженности 4 км, по падению прослеживаются на 1 — 2 км при мощности до 15 м и выше. Запасы исчисляются многими миллионами тонн руды, содержащей не менее 0,5% BeO. Руды содержат значительное количество лития и цинка, а также повышенные концентрации цезия.

Бериллиеносные отложения месторождения Спер-Маунтин подвергнуты экзогенной переработке в четвертичное время. В результате в слоистых залежах монтмориллонитовых глин содержание BeO возрастает до 3%.

Гакманит-чкаловитовый штокверк в науяитах. Е. И. Семеновым (1969) среди науяитов (пойкилитовых содалитовых сиенитов) в нефелин-калишпатовом массиве Илимаусак (Гренландия) встречены пегматитовые жилы гакманит-чкаловитового состава, образующие

I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
Москва
Тобольск
Якутск
Владивосток
1
2
3
4
5
6
7
8

штокверк. Жилы, в основном маломощные (до 10 см толщиной), содержат около 50% чкаловита, который образует овальные выделения белого цвета размером до 6 см, ориентированные под большими углами к стенкам жил. Отчетливо замещается тугтупитом. В чкаловите содержится около 12% BeO. Чкаловит, вероятно, встречается и непосредственно в науяите, где он трудно отличим макроскопически от нефелина. Неисключено, что жилы штокверка представляют собой результат собирательной перекристаллизации в трещины среди науяитов.

По оценке датских геологов, на площади 100 тыс. м^2, оконтуренной бериллиометрической съемкой, до глубины эрозионного среза в 100 м насчитывается 10 тыс. т BeO при содержании 0,1%.

Металлогения

Еще совсем недавно считалось, что металлогенически бериллий характерен исключительно для месторождений, связанных с кислыми породами. К настоящему времени установлено, что наиболее крупные и богатые руды выявлены в связи с щелочными породами, в частности с щелочными гранитами.

Мировые эндогенные запасы бериллия в разрезе геологического времени постепенно возрастают от докембрия к кайнозою. На каждые 100 млн лет докембрия приходится в среднем 2,5% запасов этого металла (удельные запасы), а на 100 млн лет фанерозоя — почти 9%, т. е. в 3,6 раза больше.

Рис. 90. Схема размещения основных бериллиеносных провинций и месторождений бериллия России (по И. Куприяновой и др., 1996)

Бериллиеносные провинции: I — Карело-Кольская, II — Свеко-Фенская, III — Полярно-Уральская, IV — Восточно-Уральская, V — Алтае-Саянская, VI — Забайкальская, VII — Алданская, VIII — Буреинская, IX — Ханкайская; Месторождения и рудопроявления: 1 — Полмостундровское, 2 — Хопунвара, Укса, 3 — Орлиное, 4 — Малышевское, 5 — Боевское, 6 — Казырское, 7 — Снежное, 8 — Вишняковское, 9 — Ермаковское, 10 — Ауникское, 11 — Оротское, 12 — Урминское, 13 — Завитинское, 14 — Шерловогорское, 15 — Бугундья, 16 — Преображеновское, 17 — Вознесенское, Пограничное

Распределение запасов бериллия в разрезе геологического времени в месторождениях разных формаций имеет различный характер. Запасы бериллия в пегматитовых месторождениях (на которые приходится 61% всех его запасов) остаются примерно на одном уровне от докембрия до мезо-кайнозоя, тогда как его запасы в бериллиеносных слюдисто-флюоритовых и флюоритовых метасоматитах (39%) возрастают с омоложением возраста: докембрий — 7%, палеозой — 10%, мезозой — 9%, кайнозой — 13%[4].

■ ИТТРИЙ И ЛАНТАНОИДЫ

В геохимии редкоземельными элементами (табл. 1) называют иттрий (№ 39) и лантаноиды — 15 химически сходных элементов от лантана (№ 57) до лютеция (№ 71). Иттрий и лантаноиды имеют одинаковую валентность, близкие ионные радиусы и, следовательно, сходные химические свойства, чем и обусловлено их совместное нахождение в природе.

Таблица 1.

Кларки и некоторые свойства редкоземельных элементов

Элементы	Атомная масса	№ в Табл. Менделеева	Атомный радиус, НМ	Ионный радиус (3^+), нм	Плотность, г/см^3	Температура, °С		Потенциал ионизации, эВ	Кларк, г/т
						плавления	кипения		
Y	88,91	39	0,180	0,106	4,47	1509	2930	6,53	11
La	138,91	57	0,1870	0,122	6,19	920	3470	5,61	16
Ce	140,12	58	0,1810	0,118	6,77	795	3130	6,54	33
Pr	140,91	59	0,1824	0,116	6,77	935	3130	5,76	3,9
Nd	144,24	60	0,1818	0,115	7,01	1024	3030	5,46	16
Sm	150,36	62	0,1804	0,113	7,54	1072	1900	5,70	3,5
Eu	151,96	63	0,2042	0,113	5,24	826	1440	5,68	1,1
Gd	157,25	64	0,1794	0,111	7,87	1312	3000	6,16	3,3
Tb	158,92	65	0,1773	0,109	8,56	1356	2800	6,74	0,6
Dy	162,93	66	0,1769	0,109	8,56	1407	2600	5,80	3,7
Ho	164,93	67	0,1759	0,105	8,80	1461	2600	6,19	0,78
Er	167,26	68	0,1748	0,104	9,08	1497	2900	6,30	2,2
Tm	168,93	69	0,1742	0,104	9,32	1545	1730	5,81	0,32
Yb	173,04	70	0,1933	0,100	6,96	824	1430	6,12	2,2
Lu	174,97	71	0,1737	0,099	9,85	1652	3330	5,51	0,3

[4] См. Месторождения литофильных редких металлов / Под ред. Л. Н. Овчинникова и Н. А. Солодова. М.: Недра, 1980.

Редкие земли были открыты в 1794 г. финским химиком Гадолином в минерале из Иттерби (Швеция). В 1839 г. Мозандеру удалось выделить лантан. К 1907 г. были открыты 14 лантаноидов и иттрий. Последний лантаноид (№61 — прометий) был открыт в 1947 г. американскими исследователями в продуктах деления урана в ядерном реакторе. Радиусы атомов и ионов РЗЭ закономерно уменьшаются от La к Lu. Это явление, открытое норвежским геохимиком В. Гольдшмитом, известно под названием «лантаноидного сжатия». В результате элементы № 62—71 по размеру ионного радиуса наиболее близки к иттрию и имеют с ним одинаковые геохимические свойства. Эта подгруппа редких земель называется *иттриевоземельной* ($Y + Ln_Y$). В противоположность ей оставшиеся четыре элемента (№ 57—60) называются *цериевоземельными* (Ln_{Ce}). Y и Ln в основном трехвалентны. Но некоторые из них могут проявлять и иные валентности: церий, празеодим и тербий — 4^+, самарий, европий и иттербий — 2^+.

Редкоземельные металлы обладают высокой химической активностью и взаимодействуют почти со всеми элементами при сравнительно низких температурах. Их сродство к кислороду понижается с возрастанием порядкового номера. Растворяются в серной и соляной кислотах любой концентрации, а также в концентрированной азотной кислоте. Щелочи на них не действуют даже при нагревании.

Цериевые земли по основности примерно соответствуют кальцию, иттриевые — магнию. Четырехвалентный церий амфотерен; двухвалентный самарий и европий — сильные основания. Фториды, фосфаты, оксалаты и карбонаты TR плохо растворимы в воде; хлориды, сульфаты, нитраты — хорошо растворимы. Растворимы в воде и комплексные соединения TR: двойные сульфаты, карбонаты, фториды TR и щелочных металлов. Со многими металлами TR образует сплавы и интерметаллические соединения.

Известно более 100 важных областей применения редких земель. Традиционные и наиболее емкие сферы использования — катализ в крекинге нефти, металлургическая, стекольная и керамическая отрасли промышленности. В последние годы растет использование

не только мишметалла (смеси всех TR), но и индивидуальных редкоземельных металлов.

Основная часть промышленных запасов зарубежных редкоземельных месторождений заключена в бастнезите эндогенных месторождений (90%) и монаците россыпей (9%). Два крупнейших разрабатываемых месторождения — Баюнь-Обо (КНР) и Маунтин-Пасс (США) — заключают в себе главную массу запасов цериевых земель и являются основным источником их добычи. Наиболее крупные россыпные месторождения с монацитом известны в Индии и Австралии.

Ресурсы редких земель оцениваются в 210 млн т, общие запасы — 110 млн т, подтвержденные мировые запасы составляют 100 млн т, в том числе: в КНР — 41%, в России — 18%, США — 12%, Австралия — 5,2%, Индия — 1,1%.

Ежегодная добыча редких земель в пересчете на триоксиды составляет 80 тыс. т. Основные производители: Китай (до 60%), США (25%), Австралия, до недавнего времени Россия. Главные потребители: США, Китай, Япония, Россия. Обеспеченность экономики мировыми запасами оценивается в 1,5—2,0 тыс. лет.

В 1990 г. монацитовый концентрат стоил на мировом рынке 656 долл. за тонну, бастнезитовый — 2660, иттриевый (60% оксида) — 32000, мишметалл — 12360, плав хлоридов — 2200.

Россия обладает значительными запасами РЗЭ, однако руды большинства месторождений относятся к низкокачественным. Основное значение имеют месторождения в стратифицированных лопаритоносных массивах (Ловозерский), апатит-нефелиновые (Хибинский плутон), иттриевоземельные месторождения щелочно-гранитоидных комплексов (Улуг-Танзекское, Катугинское и др.), а также осадочные — лейкоксеновые нефтеносные песчаники Ярегского месторождения (рис. 91).

Геохимия и минералогия

Кларки Y и Ln приведены в табл. 1. Максимальные содержания РЗЭ в основном цериевоземельных имеют карбонатиты. Известно примерно 100 редкоземельных минералов. Кроме минералов с аномальной ва-

лентностью (церианит CeO_2) и (Eu^{2+} в ибоните), все остальные представляют собой изоморфные смеси соединений 14 лантаноидов и иттрия. Согласно закону Оддо-Гаркинса, количество и содержание нечетных лантаноидов в минерале обычно в несколько раз меньше, чем четных.

Наиболее важными промышленными минералами редких земель являются бастнезит $CeCO_3F$ (75% TR_2O_3), паризит $CaCe_2(CO_3)_3F_2$ (61% TR_2O_3), TR-эвдиалит $Na_6Ca_2MnCeZrSi_{12}O_{32}(OH)_2Cl$ (10% TR_2O_3), монацит $CePO_4$ (70% TR_2O_3), ксенотим YPO_4 (61% TR_2O_3), лопарит $NaCeTi_2O_6$ (35% TR_2O_3).

Для большинства породообразующих минералов характерны низкие концентрации РЗЭ. Самыми высокими концентрациями РЗЭ из несобственных минералов ($n - 10n$ кг/т) обладают кальциевые минералы (перовскит, андрадит, флюорит, эпидот, апатит), а также циркон. По составу РЗЭ среди акцессориев выделяются существенно цериевоземельные (перовскит, апатит, эпидот) и иттриевоземельные (флюорит, альмандин-спессартиновые гранаты, циркон).

Типы промышленных месторождений

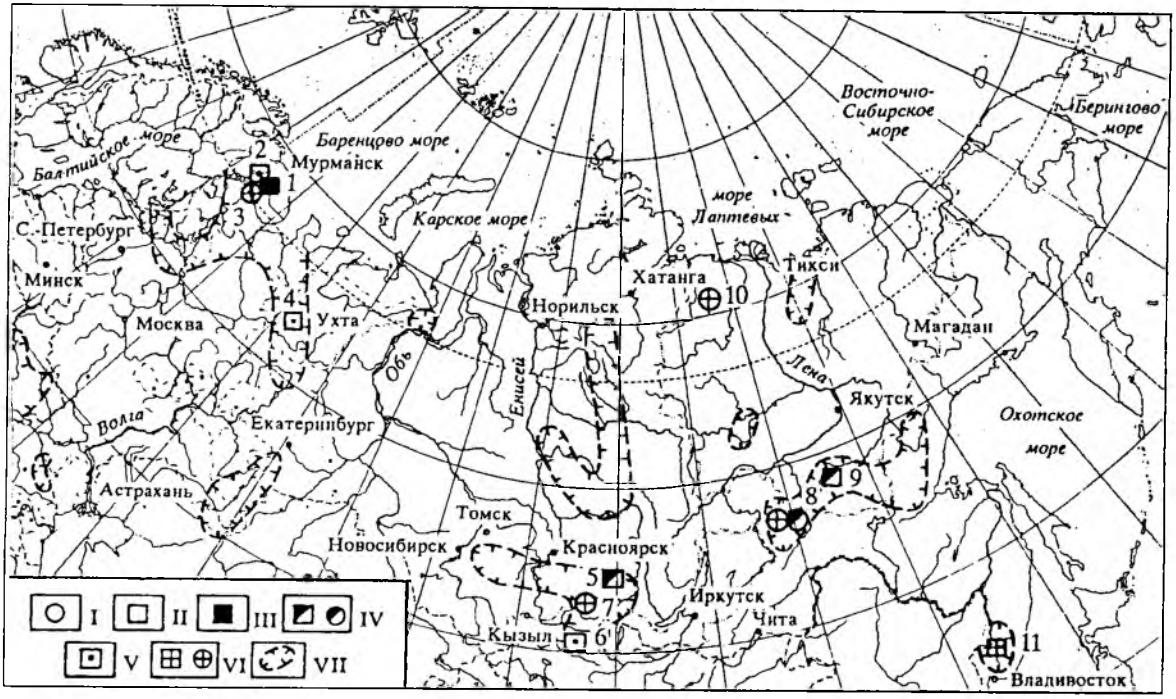
Месторождения редкоземельных элементов относятся к различным генетическим типам. Наибольшее промышленное значение имеют магматические, редкометальные щелочные граниты (альбититовые), скарновые, карбонатитовые, россыпные и осадочные.

Магматические месторождения

Магматические месторождения РЗЭ связаны с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Примерами могут служить лопаритоносный стратифицированный Ловозерский массив уртитов-фойяитов-луявритов, а также апатит-нефелиновые породы Хибинского плутона. Эти месторождения детально описаны в главе «Ниобий и тантал».

Скарновые месторождения

Скарновые месторождения образуются на контакте щелочных гранитов, сиенитов и вмещающих известня-


Баренцово море
Балтийское море
Мурманск
С.-Петербург
Минск
Москва
Карское море
море Лаптевых
Восточно-Сибирское море
Беринтово море
Хатанга
Тихси
Норильск
Ухта
Обь
Енисей
Лена
Магадан
Якутск
Охотское море
Волга
Екатеринбург
Астрахань
Томск
Новосибирск
Красноярск
Иркутск
Чита
Кызыл
Владивосток
I
II
III
IV
V
VI
VII

ков. Примером могут служить скарновые месторождения Швеции — Бастнез, Вильгельм, Останмоос. Актинолитовые и тремолит-актинолитовые скарны с андрадитом и сфеном развиваются по мраморам и доломитизированным известнякам архея на контакте с массивами щелочных гранитов. В скарнах присутствуют бритолит, церит, ортит, бастнезит, лантанит. Близкие скарновым контактовые метасоматиты образуются на контактах щелочных гранитов и основных пегматитов. Магнетит-гематитовые руды этих месторождений содержат иттросинхизит, бастнезит, монацит, ксенотим, чевкинит (месторождение Скраб Оукс, США). Запасы РЗЭ контактовых месторождений достигают миллионов тонн, содержание металлов в среднем 1,5%.

Редкометальные щелочные граниты

С промышленно ценным содержанием редких элементов они встречены в Нигерии, Египте, России (Катугинское, Улуг-Танзекское), Саудовской Аравии. Формы и размеры массивов щелочных гранитов ввиду их несомненной полигенности разнообразны, тогда как рудоносные щелочные граниты представлены телами с сопоставимыми параметрами. Массивы редкометальных гранитов всегда обладают изометричной в плане формой — это треугольные, многоугольные или чаще овальные и округлые тела площадью до 1 км^2, иногда больше. На глубину они нередко уходят верти-

Рис. 91. Основные месторождения редкоземельных металлов и перспективные площади России (по В.Кудрину, Л.Чистову, 1996)

I — месторождения, в рудах которых РЗМ относятся к основным компонентам; II — месторождения с попутными РЗМ; III — эксплуатируемые, IV — резервные, V — с неактивными запасами (на обозримую перспективу); VI — промышленно перспективные месторождения; VII — территории, потенциально перспективные на выявление промышленных месторождений; месторождения: 1 — Ловозерское, 2 — Хибинская группа месторождений, 3 — Аллуайв, 4 — Ярегское, 5 — Белозиминское, 6 — Улуг-Танзекское, 7 — Арысканское, 8 — Катугинское, 9 — Селигдарское, 10 — Томторское, 11 — угольные месторождения Приморья

кально. В некоторых случаях месторождения имеют клиновидную форму.

Вмещающими породами редкометальных щелочных гранитов являются мраморизованные известняки, гнейсы, гранитогнейсы, граниты, амфиболиты и другие породы[5].

Месторождения редких элементов в щелочных гранитах выявлены не только на древних щитах или в пределах докембрийских срединных массивов. Массивы редкометальных щелочных гранитов образуются от среднего протерозоя до мезозоя включительно.

Редкометальные граниты представляют собой породу мелкозернистой, гранитной, иногда порфировидной (за счет «горошкового» кварца) структуры, массивной, реже гнейсовидной и полосчатой текстуры. Цвет породы серовато-, реже розовато-белый, иногда розовый.

Минеральный состав редкометальных гранитов — кварц, альбит и микроклин примерно в равных количествах. Из редкометальных минералов практический интерес представляют пирохлор, церопирохлор, плюмбопирохлор, колумбит, циркон, малакон, торит, ферриторит, полилитионит, гагаринит, флюоцерит, а из других — криолит, касситерит, галенит. Второстепенные минералы представлены мусковитом, гранатом, апатитом, пиритом, сфалеритом и халькопиритом. Среди типоморфных минералов наиболее характерны щелочные амфиболы (рибекит, реже арфведсонит и гастингсит), пироксены (эгирин, реже геденбергит, авгит), литиевые слюды (полилитионит, реже циннвальдит, протолитионит), биотит, аннит, фаялит. Концентрация всех перечисленных темноцветных минералов варьирует в очень широких пределах — от ноля до многих процентов, а содержание биотита, рибекита, эгирина, полилитионита, аннита в отдельных фазах и фациях щелочных рудных гранитов достигает десятков процентов. Это позволяет выделить несколько парагенетических типов редкометальных щелочных гранитов, которые различаются по набору и содержанию промышленно ценных редкометальных минералов:

[5] См. Нетрадиционные типы месторождений редкометального сырья / Н.А. Солодов, Т. Ю. Усова, Е. Д. Осокин и др. М.: Недра, 1991.

биотитовые граниты с колумбитом; рибекит-полилитионитовые граниты с колумбитом, малаконом, торитом; рибекит-аннит-арфведсонит-эгириновые граниты с тантал-пирохлором, цирконом, гагаринитом, иттрофлюоритом.

Щелочные редкометальные граниты содержат высококомплексные руды редких элементов. В них наряду с иттрием и иттриевыми лантаноидами промышленный интерес представляют тантал, ниобий, цирконий, гафний, иногда литий, рубидий, цезий, уран, торий, свинец, криолит. По запасам редких металлов это очень крупные, а по танталу — уникальные месторождения. На их долю приходится главная часть мировых запасов иттрия и иттриевых лантаноидов, третья часть запасов циркония, четвертая — тантала, существенные ресурсы ниобия, цериевых земель, лития, рубидия и радиоактивных элементов. Есть все основания полагать, что в будущем месторождения этой формации могут составить основу мировой редкометальной базы (Солодов и др., 1993).

Промышленный интерес представляют также коры выветривания щелочных гранитов.

Карбонатиты в связи с щелочными сиенитами

К этой формации относятся знаменитые месторождения Маунтин-Пасс в США, Нам-Се во Вьетнаме, Баюнь-Обо в КНР, Карасуг в России.

Месторождения генетически связаны со сложными приповерхностными плутоническими и вулканоплутоническими или гипабиссальными комплексами щелочных и субщелочных пород, среди интрузивных представителей которых более всего распространены щелочные сиениты. Именно в их эндо- или экзоконтакте и залегают рудные тела. Наиболее крупные месторождения располагаются на докембрийских срединных массивах.

Рудные тела имеют штокообразную, цилиндрическую, линзовидную или неправильную форму и протяженность от сотен метров до первых километров, залегание их чаще крутое. Возраст материнских сиенитов от протерозоя до неогена.

Основные полезные минералы карбонатитов: флюорит, барит, минералы железа (магнетит, титаномагне-

тит, сидерит, гематит), фтор-карбонаты (бастнезит, паризит), фосфаты (монацит, редкоземельный апатит), силикофосфаты (бритолит) и силикаты (чевкинит) редкоземельных элементов, баритоцелестин, стронцианит. Из нерудных карбонатов наиболее обычны анкерит, доломит, низкотемпературный кальцит. В некоторых месторождениях развиты ранние безрудные кальцитовые карбонатиты.

Д.О. Онтоев (1984) различает две группы месторождений: близповерхностные и гипабиссальные. Близповерхностные месторождения содержат руды пяти минеральных типов: флюорит-барит-бастнезит-гематитовый (Салмон-Бей, США); флюорит-баритоцелестин-бастнезит-сидеритовый (Ондуракоруме и Калкфельд, Южная Африка); флюорит-барит-бастнезит-кальцитовый (Маунтин-Пасс, США); флюорит-бастнезит-кальцит-стронцианитовый (Кангаңкунда, Южная Африка); флюорит-бастнезит-целестиновый с TR-апатитом и титаномагнетитом (Мушугай-Худук, МНР).

В гипабиссальной группе месторождений различается два минеральных типа руд: флюорит-бастнезит-гематит-магнетитовый (Баюнь-Обо, КНР) и TR-апатит-магнетитовый (Кассипотам-Хилл, Индия).

Формационная принадлежность месторождений дискуссионна. Поскольку для поздних стадий даже классических карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов (см. «Тантал и Ниобий») весьма характерна бариево-стронциевая и редкоземельная минерализация в форме карбонатов или сульфатов, а также флюорит, при практическом отсутствии тантала, циркония, ниобия (характерных элементов ранних стадий карбонатитового процесса), многие исследователи относили карбонатитовые месторождения описываемой формации к карбонатитам щелочно-ультраосновных массивов. Относительно низкая температура кристаллизации ($t < 500$ °C) и гидротермальная природа основной массы образований привела других исследователей к мысли о том, что эти месторождения — продукт гидротермального процесса. Вероятнее все же, что мы имеем дело с карбонатитами, но не щелочно-ультраосновных массивов, а щелочных сиенитов.

Описываемые карбонатиты в практическом отношении — это прежде всего месторождения редких зе-

мель, причем существенно цериевой подгруппы. Цериевые земли составляют от 85 до 98% всех лантаноидов и иттрия. Среднее содержание оксидов редких земель в месторождениях составляет многие проценты. Их запасы по отдельным месторождениям исчисляются многими миллионами и десятками миллионов тонн. Таких концентраций как по содержанию, так и по массе редкие земли не имеют ни в одной другой редкометальной формации.

Наряду с цериевыми редкими землями в месторождениях данной формации промышленные концентрации образуют стронций, железо, барит, флюорит. Показательно полное отсутствие промышленных концентраций ниобия, тантала и циркония, столь характерных для карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов. Исключение составляет месторождение Баюнь-Обо в КНР, руды которого содержат до 0,1% Nb_2O_5 за счет пирохлора, однако это гораздо ниже, чем в любых ниобийсодержащих карбонатитах.

Промышленные концентрации РЗЭ иттриевой и цериевой группы образуются в корах выветривания карбонатитов: месторождения Араша в Бразилии, Томтор в России и др.

Хемогенно- и органогенно-осадочные месторождения

Фосфориты с редкими землями. Фосфориты, по данным детального исследования Д.А. Минеева, всегда в той или иной степени обогащены редкими землями, стронцием и радиоактивными элементами, изоморфно замещающими кальций. Обычно в фосфоритах отмечается прямая зависимость содержания редких металлов от содержаний фосфора.

Состав лантаноидов в фосфоритах каждого бассейна относительно постоянен. В целом при околокларковом соотношении редкоземельных элементов в фосфоритах, в платформенных он более цериевый, в геосинклинальных — более иттриевый за счет выноса церия. Ракушечниковые фосфориты относительно обогащены иттриевыми редкоземельными элементами. Во флотационных концентратах, рудной мелочи и фосфоритной муке содержание стронция обычно повышено относительно кларка в 4—8 раз (0,09—0,15% SrO), редкоземельных элементов в 2—8 раз (0,03—0,11%).

Максимальное содержание редкоземельных элементов (0,2—0,3%) отмечается во флотационных концентратах месторождений ракушечниковых фосфоритов. Оно невелико. Но TR, Sr и другие редкие элементы будут получаться попутно при производстве фосфорных удобрений.

Отложения апатитизированного костного детрита с редкими землями, стронцием и скандием. Месторождения ископаемого костного детрита, по данным Д.А. Минеева, приурочены к монотонным толщам морских глин девонского — неогенового возраста мощностью иногда в сотни метров, протягивающихся широкой полосой на многие сотни километров. В большинстве случаев костные остатки рыб залегают совместно с желваковыми и органогенными редкометаллоносными фосфоритами. Подобные грандиозные скопления металлоносных фосфоритов известны в США, Марокко, Сирии, Иордании, бывшем СССР.

В неогеновых отложениях бывшего СССР широко распространены подобные скопления остатков рыб (позвонков, ребер, плавников, чешуи и др.), называемые костным детритом.

Рудоносные горизонты протягиваются на несколько километров в длину и на сотни метров в ширину при мощности 0,4—6 м. Они залегают на глубине 0,2—1,5 км от поверхности. Руды характеризуются отчетливой слоистой текстурой, обусловленной чередованием тонких глинистых прослоев и костного детрита. Кости составляют 5—25% (иногда 70%) рудной массы. Кости сложены карбонат-фторапатитом. В костях содержится до 30% P_2O_5, до 0,3 — SrO, 0,9—1,0 — TR_2O_3, до 0,02 — Sc_2O_3, а также значительное количество урана. Содержание редкоземельных элементов в рудных пропластках — 0,08—0,48%. Мелкие и пористые кости богаче редкими элементами, что указывает на большую роль сорбционного механизма в накоплении редких металлов.

Редкоземельные элементы, скандий и стронций полностью входят изоморфно на место кальция в костный фосфат типа курскита-франколита (фтор-карбонат-апатит). Между содержаниями TR и P_2O_5 существует прямая зависимость (коэффициент корреляции

варьирует от 0,74 до 0,95) с довольно постоянным соотношением $TR:P_2O_5 = 3,4$ (Д.А. Минеев, 1978).

Гидроциклонирование позволяет легко получить концентрат, содержащий в 4—5 раз больше костного детрита и соответственно от 0,5 до 9% TR и до 0,015 — Sc.

Рентгеноспектральная расшифровка среднего состава лантаноидов в смеси, состоящей из 500 осадков суммы оксидов редкоземельных элементов, показала следующее их содержание: $La_{22,5}$, $Ce_{36,6}$, $Pr_{3,3}$, $Nd_{19,7}$, $Sm_{3,9}$, $Eu_{0,7}$, $Gd_{5,6}$, $Tb_{0,6}$, $Dy_{2,8}$, $Ho_{0,3}$, $Er_{1,7}$, $Tm_{0,1}$, $Yb_{1,3}$, $Lu_{0,3}$, что почти не отличается от кларковых пропорций.

Описание россыпей с редкоземельными минералами см. в подразделе «Цирконий и гафний».

Металлогения

Иттрий и индивидуальные иттриевые лантаноиды по стоимости в 10—40 раз превосходят индивидуальные цериевые лантаноиды. Поэтому среди редкоземельных месторождений в зависимости от соотношения иттриевых и цериевых земель в рудах можно различать три группы месторождений: иттриевоземельные при содержании ($Y + Ln_Y$) в общей стоимости редких земель более 60%, иттриево-цериевоземельные — 40—60%, цериевоземельные — менее 40%.

Все магматогенные месторождения редких земель генетически связаны с щелочными породами. Из щелочных формаций только иттриевоземельные месторождения характерны для щелочных гранитов. Они характерны также для органогенно-осадочной формации. Отдельные типы иттриевоземельных месторождений встречаются среди кор выветривания и россыпей.

Иттриево-цериевоземельные месторождения характерны в основном для руд нефелин-калишпатовых (агпаитовых) массивов. Цериевоземельные месторождения характерны главным образом для всех формаций карбонатитов, а также для лопаритоносных уртитов и малиньитов нефелин-калишпатовых массивов.

Среднее содержание суммы редких земель в наиболее крупных иттриевоземельных месторождениях обычно колеблется в пределах 0,1—0,5%, в иттриево-цериевоземельных месторождениях — 0,5—1,5, в це-

риевоземельных — 1,5 — 10, а в их корах выветривания достигает 10.

Запасы редких земель в иттриевоземельных месторождениях исчисляются тысячами и десятками тысяч тонн и лишь в щелочных гранитах достигают миллиона тонн и более. На долю последних приходится 55% мировых запасов иттриевых земель.

Запасы редких земель в цериевоземельных месторождениях обычно исчисляются сотнями тысяч, миллионами и десятками миллионов тонн. Самые крупные месторождения цериевых земель связаны с бастнезитоносными карбонатитами щелочных сиенитов и лопаритоносными комплексами нефелин-калишпатовых массивов.

На иттриевоземельные месторождения приходится лишь несколько процентов мировых запасов редких земель в эндогенных месторождениях, на иттриево-цериевоземельные — около 10%, а основная масса запасов заключена в цериевоземельных месторождениях. Причем в месторождениях, связанных с щелочными породами, заключено почти 100% мировых эндогенных запасов цериевых земель и свыше 70% иттриевых, остальная часть последних приходится на метаморфогенные месторождения. Щелочные месторождения редких земель развиты на древних платформах либо на докембрийских срединных массивах геосинклинальных областей фанерозоя.

Основная масса запасов цериевых земель приурочена к палеозойским месторождениям, в меньшей степени — к докембрийским (за счет карбонатитов с бастнезитом). Запасы иттриевых земель характеризуются позднедокембрийским и палеозойским возрастом.

Из всех мировых запасов на долю магматических месторождений приходится свыше 60% иттриевых земель и около 90% цериевых. Примерно пятая часть мировых запасов иттриевых земель содержит метаморфизованные конгломераты и россыпи типа Блайнд Ривер и Витватерсранд, содержащие браннерит, монацит и давидит. Месторождения разрабатываются (или могут разрабатываться) на уран с попутным получением редких земель иттриевой подгруппы. Среднее содержание в них редких земель иттриевой подгруппы составляет первые десятые доли процента,

а запасы исчисляются первыми сотнями тысяч тонн суммы металлов.

На долю экзогенных месторождений приходится 20% всех мировых запасов иттриевых земель и до 10% — цериевых. Иттриевоземельные месторождения в экзогенном цикле представлены тремя типами месторождений: 1) апатитизированным костным детритом; 2) рабдофанит-черчитовыми песками (или корами выветривания) на кристаллических гнейсах; 3) прибрежно-морскими россыпями с ксенотимом. Содержание редких земель в этих месторождениях составляет первые десятые доли процента, а запасы — десятки и сотни тысяч тонн.

Наиболее крупные цериевоземельные месторождения в экзогенном цикле представлены корами выветривания на карбонатитах щелочных сиенитов с бастнезитом и карбоцернаитом и на карбонатитах с пирохлором (и апатитом); а также различными типами россыпей. Запасы этих месторождений исчисляются десятками и сотнями тысяч тонн редких земель. На россыпи приходится значительная доля мировых запасов цериевых земель (почти целиком за счет монацита).

Среднее содержание цериевых земель в россыпях обычно составляет десятые доли процента и в целом не богаче содержания иттриевых земель в экзогенных образованиях. В магматогенных месторождениях оно в четыре раза выше, но особенно возрастает в корах выветривания (до 15% оксидов редких земель). В экзогенных месторождениях цериевые земли в основном пассивны, поскольку их рудные минералы при формировании кор выветривания и россыпей наследуются из коренных пород, не образуются вновь, как это имеет место у иттриевых земель, которые активно участвуют в формировании своих концентраций, накапливаясь при органогенно-осадочном и хемогенно-осадочном процессах.

■ ЦИРКОНИЙ И ГАФНИЙ

Цирконий открыл в 1789 г. немецкий химик М. Г. Клапрот. Это химический элемент четвертой группы Периодической системы Д. И. Менделеева.

Порядковый номер 40, атомная масса 91,22. Имеет пять природных изотопов: ^{90}Zr, ^{91}Zr, ^{92}Zr, ^{94}Zr, ^{96}Zr. Валентность 4^+. Потенциалы ионизации: первый — 6,835 эВ; второй — 12,92. Ионный радиус Zr^{4+} равен 0,082 нм, атомный радиус — 0,160 нм. Цирконий — серебристый металл. Плотность 6,45 г/см^3, температура плавления 1825±10 °С, температура кипения 3580 – 3700 °С. Чистый цирконий пластичен, хорошо поддается холодной и горячей обработке: прокатке, ковке, штамповке.

Гафний открыт в 1923 г. (Д. Костер, Г. Хевеши). Элемент четвертой группы Периодической системы Д. И. Менделеева. Порядковый номер 72, атомная масса 178,49. Имеет шесть стабильных изотопов с массовыми числами 174, 176 – 180. Валентность 4^+. Ионный радиус Hf^{4+} равен 0,082 нм, атомный радиус 0,160 нм. Плотность 13,09 г/см^3, температура плавления 2222±30 °С, температура кипения 5500 °С. Имеет высокое сечение захвата тепловых нейтронов $115 \cdot 10^{-28}$ м^2. Чистый гафний пластичен, легко поддается холодной и горячей обработке.

По химическим свойствам гафний очень похож на цирконий, так как у них почти одинаковые размеры ионов и полное сходство электронной структуры. Однако активность гафния ниже.

Цирконий широко используется в промышленности. Циркон или технический диоксид циркония применяются в литейном деле, в изготовлении огнеупоров, стекла и керамики. Металлический цирконий, сплавы на его основе, очищенные от гафния (менее 0,01%), применяются в качестве конструкционных материалов в ядерных реакторах, конструкциях самолетов, ракет и космических кораблей. Из сплава циркония с ниодимом делаются сверхпроводящие магниты. Цирконий используется в качестве коррозионностойкого материала в химическом машиностроении. Из стали с содержанием циркония около 0,1% готовят броневые листы. Карбиды и нитриды циркония применяются в качестве добавок к твердым сплавам. Гафний — поглотитель нейтронов — применяется в качестве защиты от радиации, в контрольной аппаратуре на АЭС; сплав Та с 8% W и 2% Hf используется для изготовления камер

сгорания в реактивных двигателях; карбид гафния с $t_{плавл}$ = 3400 °С — в качестве покрытия космических кораблей.

Мировые общие запасы ZrO_2 оцениваются в 97 млн т, разведанные запасы составляют 63 млн т. Наибольшее количество их сосредоточено в Австралии (42,6%), ЮАР (22,6%), Украине (9,5%), США (8,4%), России (7,2%).

Ежегодное производство цирконовых концентратов (65% ZrO_2) превышает 1 млн т. Первое место занимает Австралия (500 тыс. т), затем следуют ЮАР (260 тыс. т), США (125 тыс. т).

Циркон потребляется в виде концентратов или в виде диоксида циркония, лишь 10% концентрата перерабатывается в металл.

Цены на стандартный цирконовый концентрат в декабре 1996 г. возросли до 450—630 долл/т.

Геохимия и минералогия

Кларки (в г/т) циркония и гафния равны 185 и 3,8 при Zr/Hf — 35,5; содержание в гранитоидах 160 и 4,6; в щелочных породах — 570 и 8,9.

В настоящее время известно 49 собственных минералов циркония и лишь один гафниевый — гафнон. Цирконий — типичный оксифильный элемент, в природных условиях образует исключительно кислородные соединения — среди его минералов известны один карбонат, один фосфат, один сульфат, 10 оксидов и 45 силикатов. Характернейшая особенность минералогии циркония — связь подавляющего большинства его минералов с породами щелочного ряда.

Относительно высокие содержания HfO_2 обнаружены в бадделеите (до 3%), эвдиалите (2,1), эльпидите (до 4,7). В цирконе обычные содержания гафния не превышают 3,8%, однако известны очень редкие разновидности гафниевых цирконов, содержащих до 31% HfO_2. Единственный собственно гафниевый минерал — гафнон — очевидно изоструктурен циркону, он содержит 69—75% HfO_2 и 1,2—3,3% ZrO_2. Промышленные минералы — циркон ($ZrSiO_4$, 67% ZrO_2) и бадделеит (ZrO_2), в будущем возможно эвдиалит.

Типы промышленных месторождений

Россыпи[6]

Аллювиальные россыпи монацита и циркона. В россыпях, образующихся по течению рек на большом удалении от коренного источника, преобладают монацит и циркон в ассоциации с магнетитом, ильменитом. Чаще всего содержания монацита и циркона не превышают первых сотен граммов на тонну, но иногда встречаются мелкие богатые россыпи. Россыпь р. Инд в предгорьях Гималаев (Пакистан) содержит (в кг/м^3): циркона — 0,22 – 0,9, монацита — 0,045 – 0,625.

Запасы редкометальных минералов в россыпях изменяются в широких пределах. Преобладают мелкие месторождения. Например, суммарные запасы монацита в аллювиальных россыпях составляют 130 тыс. т, при этом запасы отдельной россыпи в среднем не превышают 480 т. В Малайзии суммарные запасы монацита десяти аллювиальных россыпей достигают 35 тыс. т. В то же время для небольшого участка (площадь 2,5 км^2) аллювиальной россыпи Катахалдих (Индия) запасы монацита составляют около 50 тыс. т.

Современные и древние прибрежно-морские россыпи. По фациальному признаку среди прибрежно-морских россыпей выделяются пляжевые, прибрежно-террасовые, дюнные, дельтовые и россыпи подводного склона.

В России, на Украине, в Казахстане наиболее изучены древние россыпи. За рубежом наибольшее экономическое значение имеют современные россыпи океанических пляжей (побережье Индии, Шри-Ланки, Австралии, Новой Зеландии, Бразилии, многих стран Африки и др.). Обычно россыпи прослеживаются на десятки и (с перерывами) даже на сотни километров. Так, протяженность россыпи Малгунд (Индия) 1,6 км, ширина 30 м, мощность продуктивного слоя 0,6 м; протяженность россыпи на побережье Човгхат-Поннани 4 км, ширина 30 – 60 м, мощность песков 0,5 м; протяженность россыпи Чавара 22 км, ширина 45 м, мощность 0,6 – 1,5 м.

[6] Магматогенные месторождения Zr, Hf см. в подразделах «Иттрий и лантаноиды» и «Ниобий и тантал».

Дюнные россыпи имеют меньшее экономическое значение. Они характеризуются небольшими содержаниями тяжелых минералов, но более равномерным распределением их в толще песка. Однако суммарные запасы тяжелых минералов, в частности циркона, в более бедных дюнных песках выше, чем в пляжевых.

Древние прибрежно-морские россыпи отличаются большой площадью и значительной мощностью продуктивных отложений. Отдельные россыпи прослежены от 1,1 до 20 км при мощности продуктивных отложений до 10 м и более. Тяжелая фракция их состоит в основном из ильменита, рутила, лейкоксена, циркона, магнетита, титаномагнетита. Наиболее распространены существенно ильменитовые (или рутиловые) и комплексные титан-цирконовые россыпи с различным соотношением минералов титана (ильменит, рутил, лейкоксен) и циркона. Ильменит-циркон-монацитовые, циркон-монацитовые и существенно монацитовые россыпи встречаются реже. Наиболее известны интенсивно разрабатываемые ильменит-цирконовые россыпи восточного побережья Австралии (шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс). В отличие от большинства других россыпей содержания в них ильменита и циркона примерно одинаковы, а иногда циркон даже преобладает.

В крупных ильменит-цирконовых россыпях побережий Африки содержится (в кг/т): ильменита — 400 – 600 (Мавритания), 110 – 750 (Сенегал), 506 (АРЕ); циркона — 100 – 400 (Мавритания), 50 – 230 (Сенегал), 73 (АРЕ), 10 – 60 (ЮАР). Существенно повышенные содержания монацита (до 80 кг/т) известны в россыпях на побережьях Индии, Шри-Ланки, Бразилии. Древние россыпи Украины, России и Казахстана имеют ильменит-рутил-цирконовый состав. Содержание главных полезных компонентов в продуктивных песках россыпей Русской платформы колеблется (в кг/м^3): циркон — 5 – 15, ильменит — 30 – 60, лейкоксен — 3 – 10, рутил — 5 – 15. Монацит встречается лишь в качестве акцессорного минерала.

Концентрации ильменита, циркона, монацита и других минералов в прибрежно-морских россыпях приурочены к тонко- или мелкозернистым пескам (или песчаникам в древних толщах) с преобладающим

размером зерен 0,01 – 0,6 мм. В пляжевых песках восточного побережья Австралии средний размер зерен циркона составляет 0,11 мм, монацита — 0,08 мм.

В монацитах из россыпей содержится от 4 до 11% ThO_2. Содержание HfO_2 в цирконах из россыпей обычно 1 – 2,5%.

Опыт геолого-экономической оценки титан-циркониевых россыпей Украины и России показывает, что рентабельными могут быть месторождения с запасами продуктивных песков 20 – 30 млн $м^3$ при содержании 50 – 60 $кг/м^3$ титановых минералов и циркона, а отношение мощности торфов к пескам должно быть не более 4:1.

Прибрежно-морские россыпи могут возникать за счет различных пород, распространенных на больших площадях и характеризующихся рядовыми содержаниями тяжелых минералов. Большинство крупных современных пляжевых россыпей за рубежом связано с размывом кор выветривания или донных отложений прибрежной зоны, характерное для австралийских и бразильских россыпей.

При разработке титан-циркониевых россыпей получают ильменитовый, рутиловый, цирконовый, дистен-силлиманитовый и другие концентраты.

Магматогенные месторождения циркония и гафния см. в подразделах «Бериллий», «Ниобий и тантал».

Металлогения

В настоящее время цирконий практически добывается из экзогенных месторождений, в коренных месторождениях он не имеет самостоятельного значения и представляет интерес лишь как попутный компонент.

Все магматогенные месторождения генетически связаны с щелочными породами и встречаются только на древних платформах или на докембрийских срединных массивах геосинклинальных областей фанерозоя. Среднее содержание циркония в эндогенных месторождениях обычно колеблется от 0,1 до 0,7% и лишь в бадделеитовых жилах достигает 10 – 30%.

Запасы циркония в месторождениях на докембрийских срединных массивах не превышают сотен тысяч

тонн, а на платформах достигают миллионов тонн. Наибольшие запасы циркония приходятся на щелочные граниты, нефелин-калишпатовые массивы и россыпи. Промышленные запасы циркония выявлены в ренне-рифейской, каледонской, герцинской и киммерийской металлогенических эпохах.

Крупные метаморфогенные месторождения циркония не известны. На экзогенные месторождения приходится больше половины мировых запасов этого металла. Причем основная масса экзогенных запасов (96%) представлена месторождениями цирконовых прибрежно-морских и внутриконтинентальных (древних морских или аллювиальных) россыпей и только 4% — корами выветривания фойяитов с бадделеитовыми жилами.

■ НИОБИЙ И ТАНТАЛ

Ниобий открыт в 1801 г. английским химиком Ч. Гетчеттом. Тантал открыт в 1802 г. шведским химиком А. Экебергом.

Ниобий и тантал — элементы второй подгруппы пятой группы Таблицы Д. И. Менделеева: их порядковый номер соответственно 41 и 73; атомная масса 92,91 и 180,95; ионный радиус $Э^{5+}$ (нм) — 0,066 и 0,066; потенциал ионизации — 49,3 и 44,8 эВ; плотность — 8,5 и 16,6 г/см^3; температура плавления — 2415 и 2996±50 °С; температура кипения — 3300 и 5300°С; валентность — 5^+.

Чистые металлы легко поддаются механической обработке. Поглощая газы, оба становятся хрупкими. Ниобий стоек по отношению к органическим и минеральным кислотам, за исключением плавиковой и ее смеси с азотной. Концентрированная серная кислота растворяет его при высокой температуре. При нормальной температуре на тантал не действует ни влага, ни воздух. При нагревании на воздухе выше 360 °С тантал поглощает азот и другие газы, выше 600 °С он сгорает, образуя Ta_2O_5. Максимальная растворимость водорода в тантале, как и в ниобии, наблюдается при обыкновенной температуре. При повышенной температуре металлический тантал устойчивее, чем ниобий.

Соляная, азотная и разбавленная серная кислоты, а также царская водка не оказывают на него действия даже при нагревании.

Прогнозные ресурсы Nb_2O_5 оцениваются в 110 — 120 млн т, из них 96% в карбонатитовых месторождениях, 2% в щелочных гранитах, 2% — в пегматитовых, эффузивных, россыпных месторождениях. Общие запасы составляют 11 млн т, подтвержденные 8,7 млн т. Из них 4,3 млн т (49%) в Бразилии; 4,1 млн т (46,8%) в России, далее следуют Канада, Австралия, Уганда. В целом общие и подтвержденные запасы Nb_2O_5 в России составляют почти половину мировых. Основные российские месторождения ниобия показаны на рис. 92.

Мировое потребление ниобия составляет 26,5 тыс. т. Основными производителями являются Бразилия (22 тыс. т), Канада (3,2 тыс. т). Главные потребители — США, Япония, Зап.Европа. Обеспеченность запасами составляет от 100 до 500 лет.

Общие запасы Ta_2O_5 составляют 230 тыс. т, подтвержденные — 105 тыс. т. Наибольшими запасами обладают Австралия, Бразилия, Китай, Канада, Египет, Франция. Общий объем производства тантала в мире превышает 1800 т, из них: 800 т получают из руд, 270 — из оловянных шлаков, остальное — вторичное производство. Основными поставщиками (из руд) являются: Австралия (50%), Бразилия (18%), Китай (7%). Обеспеченность запасами — 200 лет.

Геохимия и минералогия

Среднее содержание ниобия в земной коре 0,00172, тантала — 0,00015%. Наибольшие их содержания отмечаются в щелочных породах (0,0122% Nb и 0,0011% Ta). Ниобий и тантал — типичные оксифильные элементы. В природе известны только кислородные соединения этих элементов. В отличие от многих других редких металлов, у тантала и ниобия нет геохимических лидеров из числа широко распространенных элементов.

Минералогия ниобия и тантала исключительно богата. Из общего числа (более 400) гипогенных минералов оксифильных редких элементов больше трети составляют минералы тантала и ниобия, что объясняет-

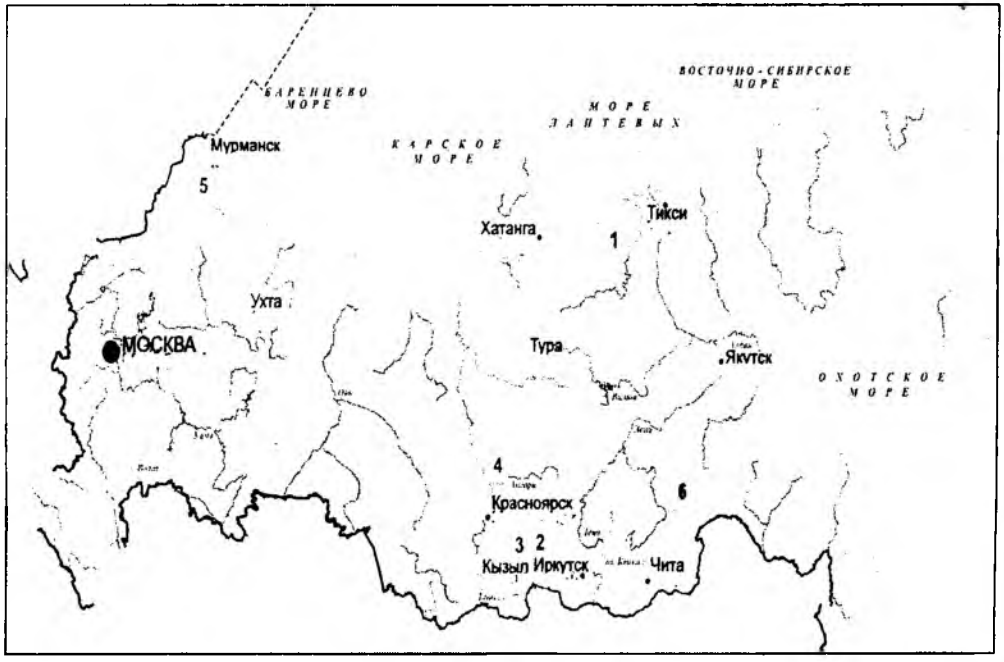


Рис. 92.
Схема размещения основных месторождений ниобия (по А.Елютину и др., 1999)
1 — Томторское, 2 — Большетагнинское, 3 — Белозиминское, 4 — Татарское, 5 — Ловозерское, 6 — Катугинское.

ся их высокими потенциалами ионизации. Из 47 минералов тантала лишь один является карбидом, один — оксидом, один — боросиликатом, один — боратом, а все остальные — сложные оксиды; из 108 минералов ниобия — один самородный, один — оксид, один — гидроксид, 84 сложных оксида и 21 силикат и силикофосфат.

Между танталом и ниобием наблюдается непрерывный изоморфизм. Тантал и ниобий наиболее часто замещаются близкими по размеру ионных радиусов и обладающими той же шестерной координацией титаном (ионный радиус 0,068 нм) и оловом (0,071 нм). Во многих оксидах титан преобладает над ниобием. Для минералов тантала гораздо характернее присутствие олова. Редкие земли в количестве до 35% (иногда 50%) являются самой распространенной составной частью сложных оксидов тантала и ниобия. При этом в минералах тантала почти монопольно распространен иттрий и иттриевые лантаноиды, тогда как в минералах ниобия преобладают цериевые лантаноиды, хотя минералы с иттрием и иттриевыми лантаноидами тоже представлены достаточно широко. В большей части сложных оксидов тантала и ниобия присутствует уран, иногда вместе с торием.

Из 108 минералов ниобия практическое значение имеют пирохлор — $NaCaNb_2O_6F$ (Nb_2O_5 — 40,0 – 71,5%; Ta_2O_5 – 0,2 – 39,0%), в меньшей мере — колумбит $FeNb_2O_6$ (Nb_2O_5 — 40 – 76,6%; Ta_2O_5 — 0,8 – 40,0%) и лопарит — $NaCe(Ti, Nb)_2O_6$ (Nb_2O_5 — 8,04 – 12,8%; Ta_2O_5 — 0,62 – 0,77%). Из 47 минералов тантала практическое значение имеют танталит $FeTa_2O_6$ (Nb_2O_5 — 7 – 40%; Ta_2O_5 — 40 – 81%), микролит $NaCaTa_2O_6F$ (Nb_2O_5 — 0,6 – 39,0%; Ta_2O_5 — 40,0 – 79,7%) и воджинит $MnSnTa_2O_8$ (Nb_2O_5 — 7,6%; Ta_2O_5 – 70,5%).

Эндогенные месторождения ниобия с запасами (в тыс. т) 100 – 500 считаются средними, 500 – 5000 — крупными, свыше 5000 — уникальными. Экзогенные месторождения с запасами 10 – 50 — средние, 50 – 500 — крупные, более 500 — уникальные.

Эндогенные месторождения ниобия при содержании (в %) 0,1 – 0,3 считаются бедными, 0,3 – 0,6 — рядовыми, свыше 0,6 — богатыми. Соответственно экзо-

генные месторождения ниобия: до 0,1 — бедные, 0,1 – 0,3 — рядовые, свыше 0,3 — богатые.

Эндогенные месторождения тантала с запасами (в тыс. т) до 10 — мелкие; 10 – 100 — средние, более 100 — крупные. Экзогенные месторождения соответственно: менее 0,5 — мелкие, 0,5 – 5 — средние, более 5 — крупные. По богатству руд месторождения тантала группируются (в %): эндогенные до 0,012 — бедные, 0,012 – 0,018 — рядовые, свыше 0,018% — богатые; экзогенные до 0,004 — бедные, 0,004 – 0,008 — рядовые, более 0,008 — богатые.

Типы промышленных месторождений

Хотя тантал и ниобий обладают многими одинаковыми свойствами, тем не менее их металлогения довольно существенно отличается. И поэтому можно различать: 1) собственно ниобиевые месторождения (карбонатиты с пирохлором, их коры выветривания и связанные с ними россыпи), в которых отношение содержания ниобия к содержанию тантала превышает 1:5; 2) тантало-ниобиевые месторождения (уртиты с лопаритом, щелочные граниты с танталпирохлором и колумбитом, а также связанные с ними коры выветривания и россыпи), с отношением содержания ниобия к танталу от 5 до 15, когда оба металла имеют сопоставимое промышленное значение; 3) собственно танталовые месторождения (редкометальные гранитные пегматиты с танталатами, редкометальные граниты щелочно-земельного ряда с танталит-колумбитом и микролитом), в которых в стоимостном выражении тантал резко превалирует над ниобием, хотя содержание ниобия может в несколько раз превышать содержание тантала.

Карбонатиты щелочно-ультраосновных массивов (Ковдор, Белая Зима, Россия)

В настоящее время на земном шаре выявлено около 350 щелочно-ультраосновных массивов, из которых изучена относительно подробно только половина. Все рудоносные щелочно-ультраосновные массивы приурочены к древним платформам, главным образом к их периферическим областям. Основная их масса на

каждой платформе располагается с той ее стороны, которая противоположна направлению дрейфа континентов. Размещение массивов в пределах щелочно-ультраосновных провинций площадное, реже линейное. Зависимость между составом щелочно-ультраосновных массивов и составом вмещающих пород отсутствует.

Возраст щелочно-ультраосновного магматизма варьирует от позднего докембрия до современного, причем по мере омоложения последовательно наращивается его интенсивность. По подсчетам А. А. Фролова, примерно 7% всех щелочно-ультраосновных массивов имеет позднедокембрийский возраст, 26 — палеозойский, 31 — мезозойский и 36 — кайнозойский.

Большинство щелочно-ультраосновных массивов представляет собой в плане изометричные, большей частью округлые тела. До изученной глубины 10 км они имеют колонообразную форму и вертикальное залегание.

Площадь щелочно-ультраосновных массивов в большинстве случаев ограничена первыми десятками квадратных километров, в среднем, по подсчетам А. А. Фролова, — 14 км^2.

Редкие элементы образуют в щелочно-ультраосновных массивах четыре парагенетических типа месторождений: ультрабазиты с перовскитом; альбититы с гатчеттолитом; кальцит-апатит-магнетит-форстеритовые образования с гатчеттолитом и бадделеитом; апатит-кальцитовые карбонатиты с пирохлором, местами с гатчеттолитом.

Щелочно-ультраосновные массивы содержат в промышленных количествах флогопит и апатит, черные, цветные, радиоактивные и редкие металлы. Карбонатиты данной формации — самые крупные и наиболее богатые месторождения ниобия, иногда одновременно небольшие месторождения тантала, циркония и гафния. Содержание Nb_2O_5 в месторождениях составляет 0,3 — 0,8%, а запасы — многие миллионы тонн.

На примере щелочно-ультраосновных массивов можно вкратце охарактеризовать генезис щелочных формаций, поскольку в связанных с ними месторождениях образуются самые крупные и богатые место-

рождения всех (кроме лития и цезия) оксифильных редких металлов. Коль скоро редкометаллоносные щелочные массивы всегда располагаются на древних платформах, остается предположить, что именно непосредственно под древней корой происходило зарождение рудоносных щелочных магм. Но с глубины более 40 – 50 км выдавить магму в форме столбов при наличии твердых окружающих пород физически невозможно, и поэтому механизм перемещения расплава вверх, в сущности, мог быть только один. В образовавшемся магматическом очаге со временем происходит естественная дифференциация вещества. Такие составляющие магматического расплава, как щелочные металлы, галоиды, азот, водород и ряд других, в виде легких и легкоплавких соединений минерализаторов-плавней накапливаются в верхней части очага. Этого вполне достаточно, чтобы кровля начала расплавляться, т. к. плавни значительно понижают температуру плавления. В результате самопроизвольно возникает «самоходный» механизм продвижения магмы вверх: кровля расплавляется под воздействием плавней, а расплавленное вещество, опускаясь вниз, где минерализаторы отсутствуют, кристаллизуется.

Подобный механизм проплавления не требует никаких энергетических затрат, так как при кристаллизации минералов внизу столба выделяется теплота. Процесс проплавления продолжается до тех пор, пока в верхних этажах земной коры вблизи от поверхности внутреннее давление расплава не превысит внешнее, и плавни-минерализаторы не вырвутся из магмы путем внедрения в трещины или взрыва. В результате резкого падения давления начинается кристаллизация магматического расплава, равновесные условия в очаге нарушаются, происходит ликвация и другие явления магматической дифференциации.

Механизм самопроплавления хорошо объясняет столбообразную, округлую в плане форму большинства щелочных массивов. Снимается и проблема освоения пространства магматическим расплавом. Понятно, почему не установлено брекчирование и смятие окружающих пород, которые должны были происходить, если бы расплав внедрялся в столбообразные трещины под давлением. Понятно и вертикальное за-

легание щелочных массивов, поскольку направление движения магмы определяла не трещинная тектоника, а накопление плавней-минерализаторов в апикальной части магматического очага.

Карбонатиты нефелин-альбит-калишпатовых (миаскитовых) массивов (Вишневые горы, Урал; Лонни, Ньюмен, Канада)

В составе миаскитовых массивов наряду с калиевым полевым шпатом (ортоклазом или микроклином) и нефелином на правах породообразующего присутствует альбит или олигоклаз-альбит. Среди второстепенных минералов на первое место выходят гастингсит, биотит, лепидомелан. Редкометальные минералы представлены в основном пирохлором и цирконом, очень редко ортитом, чевкинитом, ильменорутилом, бастнезитом, колумбитом, эшинитом, фермитом, бетафитом, торитом.

Для геохимии миаскитовых массивов коэффициент агпаитности (отношение суммы щелочных металлов к алюминию) всегда меньше единицы.

Практическое значение (и притом небольшое) на редкие металлы имеют только три парагенетических типа месторождений: щелочные пегматиты и альбититы с пирохлором и цирконом; биотитовые карбонатиты с пирохлором. Разрабатывались в основном карбонатиты. Это небольшие месторождения ниобия, в виде пластинчатых тел и жил в экзоконтакте массива миаскитов. Содержание Nb_2O_5 варьирует от 0,1 до 0,15%, в Канаде до 0,4%. Характерно практическое отсутствие тантала, отношение которого к ниобию изменяется от 1:50 до 1:150. Запасы ниобия в таких месторождениях исчисляются десятками или первыми сотнями тысяч тонн.

Месторождения в нефелин-калишпатовых («агпаитовых») массивах

Таких массивов во всем мире известно не более десяти. Все они расположены на древних платформах: Хибинский, Ловозерский на п-ове Кольском, Илимаусак в Гренландии, Посус-ди-Калдас в Бразилии, Лос в Гвинее и Пилансберг в ЮАР, Томтор в Якутии. Возраст массивов колеблется от верхнего протерозоя до мезозоя.

Все нефелин-калишпатовые массивы имеют в плане округлую форму, в разрезе — грибо- или воронко-

образную. Борта всегда падают к центру массива. Массивы крупные — от 120 до 1300 км^2 (Хибины).

Во внутреннем строении всех массивов отмечаются общие черты: 1) массивы всегда зональны, причем зональность имеет закономерно концентрический характер; 2) во всех случаях, когда можно достоверно наблюдать возрастные взаимоотношения, зоны образуются в последовательности от лейкократовых к меланократовым; 3) процесс кристаллизации в щелочных породах всегда направлен в сторону увеличения коэффициента агпаитности. Причем в среднем у многих массивов он превышает единицу, почему эти массивы и были названы агпаитовыми (в противовес миаскитовым, где коэффициент всегда ниже единицы).

Процесс начинается с проплавления коры подкоровой магмой. Проплавление рано или поздно достигало близповерхностных пространств, вследствие чего значительная часть газообразных, летучих и легкоплавких соединений вырывалась наружу, или под воздействием избыточного внутримагматического давления происходило излияние части магматического расплава. Неслучайно все массивы всегда сопровождаются дайками и эффузивами.

Зональность внутреннего строения массивов является результатом магматической дифференциации в близповерхностных условиях, когда получают развитие не только кристаллизационная дифференциация, но и ликвация, гравитационная сепарация, явления автометасоматоза и собирательной перекристаллизации.

Гораздо труднее объяснить ритмичную полосчатость какортокитов в Илимаусаке и комплекса луявритов-фойяитов-уртитов Ловозерского массива, в котором эти трехслойные пологопадающие к центру пачки многократно повторяются на площади 600 км^2. Ключом для понимания этого явления служит тот факт, что в каждом трехслойном ритме слагающие их три породы имеют постепенные переходы, а между ритмами контакт резкий. Резкие контакты между трехчленными пачками (резкая смена образования луяврита уртитом) могут возникнуть лишь при внезапном изменении физико-химических условий кристаллизации: концентрации, температуры или давления. Предположение об изменении концентрации компонентов (на-

пример, из-за поступления новых порций расплава) отпадает, так как быстро выровнять изменение концентрации во всем магматическом бассейне будущего массива площадью в сотни квадратных километров невозможно. Невозможно этого достигнуть и путем быстрого изменения температуры. В то же время быстро и притом сразу во всем закрытом объеме магматического бассейна будущего массива может меняться давление посредством простого приоткрывания системы, т. е. частичного излияния магмы или истекания заключенных в ней газов. Скачкообразное падение давления вызовет резкую смену образования луяврита уртитом. Спокойные условия кристаллизации (например, при образовании пробки в жерле вулкана) обусловливают постепенное накопление газов, рост давления, последовательную смену образования уртита фойяитом и затем луяврита в процессе обычной кристаллизационной дифференциации.

Периодическое приоткрывание системы путем излияния магмы и (или) выброса газов, вероятно, и создало расслоенный комплекс Ловозерского массива. Периодичность излияния вулканов — хорошо известный механизм. Если в каком-то цикле давление падает не очень низко, то образование пачки начинается с фойяита. И наоборот, если давление еще не успело сильно возрасти в магматическом бассейне, а уже произошло новое излияние, то луявриты будут маломощны или даже совсем отсутствовать.

Минеральный состав массивов чрезвычайно разнообразен. В отдельных породах массивов в качестве породообразующих минералов присутствуют не только кали-натровые полевые шпаты и нефелин, содержание которых в любом массиве превышает 10 — 15%, но и нозеан, гакманит, канкринит, содалит, анальцим, лейцит, а также эгирин, роговая обманка, эвдиалит, мурманит, астрофиллит, ловозерит, сфен, апатит, всегда содержащиеся в целом на массив в количестве менее 10% и, следовательно, относящиеся к разряду второстепенных. Типичными второстепенными минералами являются также магнетит, ринколит, лампрофиллит, ильменит, титаномагнетит и др.

Различается шесть парагенетических типов месторождений данной формации: апатит-нефелиновые ру-

ды; уртиты и малиньиты с лопаритом; эвдиалитовые луявриты и эвдиалититы; стенструпиновые и ловозеритовые луявриты; науяиты с чкаловитом; карбонатиты с пирохлором, рабдофанитом, скандием. Апатит-нефелиновые руды образуют крупные месторождения цериевых лантаноидов, стронция (в апатите), рубидия и галлия (в нефелине); науяиты с чкаловитом — перспективный объект для добычи бериллия и урана; остальные типы — крупные комплексные месторождения тантала, ниобия, редких земель и других металлов.

Среднее содержание Nb_2O_5 в целом по Ловозерскому массиву достигает 0,1%, Ta_2O_5 — 0,008, а в уртитах и эвдиалитовых луявритах — до 0,3 — Nb_2O_5 и 0,024 — Ta_2O_5. Главные минералы-носители ниобия и тантала — лопарит, эвдиалит, мурманит, сфен, в меньшей степени луэшит. В Ловозерском массиве лопаритоносные уртиты мощностью от 0,5 до 2,7 м присутствуют почти в каждой уртит-фойяит-луявритовой пачке и прослежены в виде очень пологозалегающих слоев на десятки километров. Это одно из самых крупных месторождений тантала, ниобия и цериевых земель в мире. Эвдиалитовые луявриты слагают верхнюю часть Ловозерского массива мощностью свыше 200 м.

Все нефелин-калишпатовые массивы обогащены редкими землями, в целом на массив содержание суммы их оксидов достигает 0,24%, а в отдельных породах (малиньитах, нефелин-апатитовых рудах, эвдиалитовых и порфировидных луявритах) — 1,5, в эвдиалититах — даже несколько процентов. Главные минералы-носители редких земель — лопарит (30,6 — 35,9% TR_2O_3), эвдиалит (10,2% TR_2O_3), сфен (n% TR_2O_3), — а также стенструпин, ринколит и апатит.

Апатит $Ca_5(PO_4)_3(OH,F)$ содержит обычно около 1% редких земель (местами до 12%). В нефелин-апатитовых рудах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива апатит образует особенно большие концентрации (30 — 80%). При переработке апатитового концентрата по азотно-кислотной технологии редкие земли относительно легко извлекаются и поэтому, несмотря на невысокое содержание их в минерале, представляют промышленный интерес. Апатит распрост-

ранен и в лопаритоносных породах Ловозерского массива (до 10% минерала).

Для редких земель в нефелин-калишпатовых массивах характерно резкое преобладание цериевых лантаноидов над суммой иттриевых лантаноидов и иттрия. Обычно отношение цериевых лантаноидов к иттриевым (без иттрия) колеблется от 25 до 51. Лишь в апатите оно падает до 18, в эвдиалите — до 7, сфене — до 11, в ринколите — до 3, ринките — до 14.

Самый распространенный редкий металл в нефелин-калишпатовых массивах — цирконий. Его содержание в целом на массив достигает 0,35%, а в эвдиалитовом луяврите, какортоките, ловозеритовом луяврите — 2%. Эвдиалитит содержит до 5% циркония. Но только эвдиалит и ловозерит здесь являются его минералами-носителями, которые могут представить интерес. В массиве Посус-ди-Калдас промышленное значение имеет бадделеит.

Хотя в нефелин-калишпатовых массивах известно полтора десятка собственных минералов стронция, но ни один из них не представляет промышленного интереса. Единственный практически ценный минерал-носитель — апатит, содержащий 2,5—4% SrO (в апатите из луявритов иногда до 10%). Апатит наряду с редкими землями может служить источником попутного получения стронция.

Бериллий образует в нефелин-калишпатовых массивах и связанных с ним пегматитах около 30 собственных минералов. Однако минералы бериллия (как впрочем и большинства других металлов) обычно находили только в щелочных пегматитах. И лишь в науяитах массива Илимаусак выявлены большие скопления чкаловита ($Na_2BeSi_2O_6$), содержащего 11,3—12,9% BeO. Запасы BeO в чкаловите оценены в массиве Илимаусак во много десятков тысяч тонн при среднем содержании 0,1%.

Таким образом, нефелин-калишпатовые массивы характеризуются колоссальными ресурсами целого ряда редких металлов: тантала, циркония, гафния, цериевых (в меньшей степени иттриевых) земель, ниобия, стронция. Ресурсы первых четырех не имеют равных в других типах месторождений.

Месторождение Томтор. Среди массивов описанной формации особого внимания заслуживает недавно открытое и разведанное месторождение Томтор

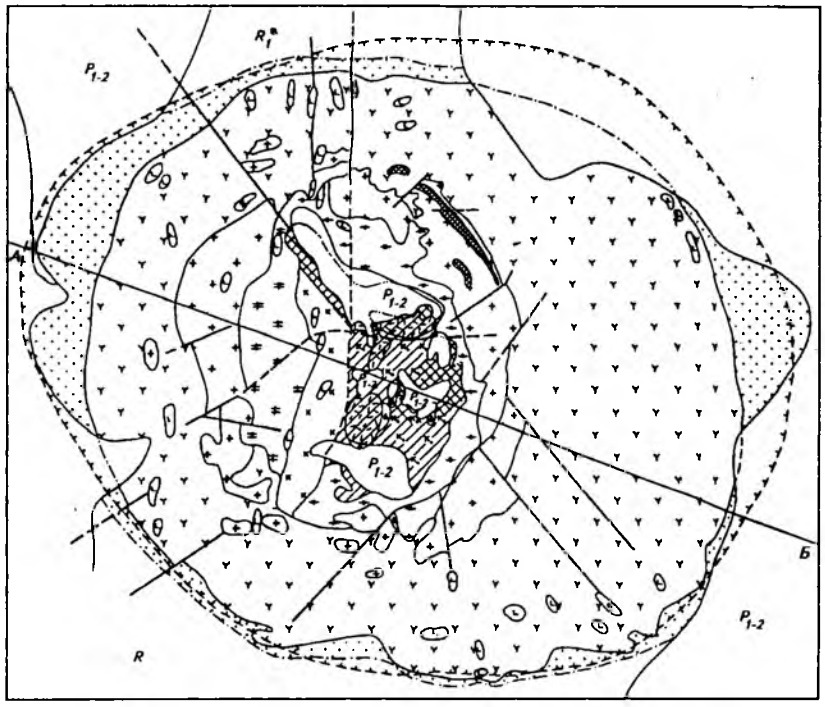
в Якутии, благодаря чрезвычайно богатым корам выветривания своих карбонатитов (рис. 93).

Томтор многими знатоками карбонатитов ошибочно относится к щелочно-ультраосновным, хотя по всем своим параметрам это типичный представитель нефелин-калишпатовых массивов как по форме, размеру, внутреннему строению, так и по минералого-петрографическому составу, геохимии и металлогении. Это крупное округлое в плане тело площадью 300 км^2, расположенное в соответствии с мегазональностью на самом краю Сибирской платформы между Анабарским щитом и Оленекским поднятием. От периферии к центру слагается следующими грубо кольцевыми зонами: 1) зона щелочных и нефелиновых сиенитов горизонтальной мощностью от 2 до 10 км; 2) зона уртитов, ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов 1 – 2 км; 3) ранние карбонатиты: калишпат-амфибол-карбонатные породы мощностью 0,5 – 2 км и мощные линзовидные тела кальцит-флогопит-магнетитовых пород (вне зональной структуры массива), доломит-кальцитовых и доломитовых карбонатитов; 4) поздние карбонатиты, занимающие центральную часть массива: калишпат-апатит-слюдистые, шамозит-кальцитовые, шамозит-анкеритовые, доломит-анкеритовые породы общей площадью 5 км^2 (всего вместе с ранними карбонатитами — 12 км^2).

Ранние кальцитовые карбонатиты содержат всего 0,056% Nb_2O_5 и 0,55 — TR_2O_3. Поздние кальцитовые карбонатиты — соответственно 0,18 – 0,49 Nb_2O_5 (в среднем 0,27%) за счет пирохлора и 0,7 – 1,8% TR_2O_3 (в среднем 0,8%). В еще более поздних анкеритовых карбонатитах содержание Nb_2O_5 падает до 0,19, а TR_2O_3 возрастает до 1,27% (Лапин, Толстов, 1995).

Карбонатиты покрыты очень богатой корой выветривания мощностью от 100 до 400 м, отдельные крупные участки которой содержат (в %): Nb_2O_5 – 7,7; $(TR_Y)_2O_3$ – 0,93; $(Ln_{Ce})_2O_3$ – 16,1; Sc_2O_3 — 0,062; V_2O_5 – 1,0; SrO — 3,9; BaO — 5,6; P_2O_5 – 12,7 (до 30%).

Исключительное богатство кор выветривания Томтора А.В. Лапин и А.В. Толстов объясняют воздействием на них эпигенетических процессов, возникающих при дренировании перекрывающих коры пермских угленосных толщ атмосферными водами. Однако можно высказать предположение об ином, притом го-



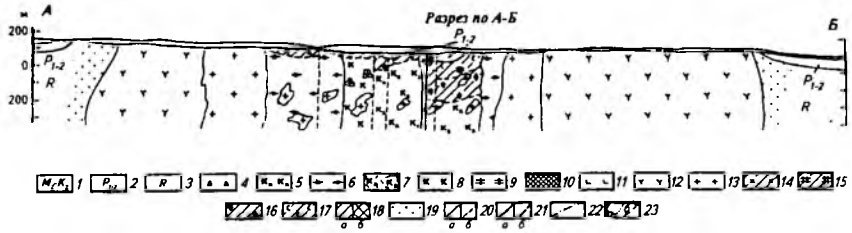


Рис. 93. Геологическое строение массива Томтор (без чехла мезо-кайнозойских отложений) (по А. В. Лапину и А. В. Толстову, 1995)

Осадочный комплекс. 1–3: 1 — кайнозойская и мезозойская группы, 2 — пермская система, 3 — рифей Интрузивный и метасоматический комплексы. 4–10 — карбонатитовая серия: 4–7 — поздняя: 4 — эксплозивные карбонатитовые брекчии, 5 — поликарбонатные карбонатиты (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 6 — калишпат-апатит-слюдистые породы, 7 — слюдисто-карбонатные (шамозит-анкеритовые и шамозит-кальцитовые породы); 8–10 — ранняя: 8 — доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты, 9 — калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 10 — кальцит-флогопит-магнетитовые породы; 11 — альнеит-тингуаитовая серия: пикриты, альнеиты, пикритовые порфириты, лампрофиры; 12 — щелочные и нефелиновые сиениты; 13 — пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, иолиты, уртиты. Гипергенный комплекс. 14 — каолинит-гидрослюдистые коры выветривания; 15 — лимонитовые; 16 — лимонит-франколитовые; 17 — сидеритизация пород коры выветривания; 18 — площадь развития кор выветривания: а — остаточных (железисто-фосфатных), б — осветленных (пирохлор-алюмофосфатных); 19 — зоны скарнирования и мраморизации; 20 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 21 — разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б); 22 — границы массива по данным магниторазведки; 23 — границы массива: перекрытые осадочным чехлом (а), по данным гравиразведки (б)

раздо более вероятном генезисе богатых редкометальных руд этих кор выветривания — это гидротермально перемытые и дополнительно минерализованные коры.

Громадный щелочной массив после своей консолидации, естественно, еще длительное время продолжает выделять гидротермальные растворы, которые несут с собой значительные концентрации редких металлов. Это подтверждается целым рядом очевидных и однозначных фактов:

1) силообразные интрузии и дайки щелочных пород секут не только кору выветривания, но и перекрывающую ее пермскую угленосную толщу, следовательно, и выделяемые из еще не остывшего массива гидротермы могли воздействовать на кору и обогащать ее редкими металлами, Р, CO_2, сульфидами; аналогичные явления можно наблюдать и в ныне действующих вулканах, например, из вулканогенных вод Паужетской электростанции даже добывают скандий;

2) это суждение подтверждается и результатами определений абсолютного возраста: по данным А. Р. Энтина, возраст двух первых зон массива составляет (в млн лет) 700 – 800, карбонатитов — 600 – 660, даек и трубок взрыва липаритов-альнеитов — 350 – 500. Иначе говоря, кора уже была перекрыта пермскими осадками, а массив еще «дышал», продолжая выделять гидротермы;

3) исследователи месторождения приводят многочисленные свидетельства об усадке коры выветривания, что объясняется выносом гидротермальным потоком легко растворимых не только химически, но и физически (глина) веществ;

4) выносом из угленосных толщ таких высоких концентраций ниобия, ванадия, скандия, титана объяснить невозможно столь сильное дополнительное обогащение ими кор выветривания, тогда как для гидротермальных растворов это вполне естественно;

5) замещение пирохлора плюмбо-, стронцио-, барио-, и цериопирохлором, а апатита — аналогичными разновидностями и алюмофосфатами гораздо правдоподобнее объясняется наложением на коры выветривания гидротерм;

6) температура образования пирохлоров и апатита выше 150°С.

Редкометальные граниты щелочно-земельного ряда с танталит-колумбитом, микролитом и криофиллитом

Этыкинское и Орловское (Россия) месторождения приурочены к куполам гранитных массивов или их пологим эндоконтактам, иногда к апикальным частям гранитных апофиз и сателлитов. Площадь месторождений достигает 2 км^2. Вмещающие породы представлены песчано-сланцевыми толщами, метаморфизованными до фации зеленых сланцев.

Граниты сложены примерно равными количествами кварца, альбита и калишпата. Калишпат только в одном из изученных месторождений представлен одновременно амазонитом и микроклином. Во всех остальных присутствует, как правило, только микроклин белого, кремового или розового цвета. Редкометальные минералы представлены криофиллитом, лепидолитом, микролитом, танталит-колумбитом, стрюверитом, танталсодержащим касситеритом, амблигонитом (иногда до 5%).

Промышленное оруденение прослеживается на глубину десятков метров, редко до 150 м. На месторождениях наблюдается весьма контрастная вертикальная зональность: по направлению от апикальной (прикупольной) части массивов на глубину лепидолит последовательно сменяется криофиллитом, мусковитом и биотитом, микролит — танталитом и колумбитом, а стрюверит — ильменорутилом. Резко уменьшается содержание Ta_2O_5: 0,03 – 0,04% — в прикупольной части; 0,01% — в нескольких десятках метров от зальбанда; 0,005% и менее — на глубине 100 – 200 м. Одновременно уменьшается величина соотношения Ta_2O_5/Nb_2O_5 от 1,5 до 0,2.

Редкометальные граниты образуют мелкие, реже средние по масштабу месторождения тантала (с запасами до 10 – 15 тыс. т при содержании в среднем 0,013 – 0,015% Ta_2O_5), из которых попутно могут добываться литий, рубидий (за счет лепидолита-криофиллита) и олово (касситерит).

Редкометальные гранитные пегматиты

К ним относятся: Берник-Лейк (Канада), Дарае-Пич (Афганистан), Эта (США), Коктогай (КНР) и др.

К настоящему времени на всех континентах и в самой разнообразной геологической обстановке изуче-

но и разведано более тысячи месторождений редкометальных пегматитов. Основные пегматитовые запасы всех редких элементов приходятся на долю пегматитов, расположенных в пределах древних платформ и докембрийских срединных массивов. Пегматиты образовывались от архея до кайнозоя. На докембрийские месторождения редкометальных пегматитов приходится около 80% всех пегматитовых запасов тантала и ниобия, на палеозойские — 15%, а на мезо-кайнозойские — 5%.

Промышленное значение на редкие металлы имеют только пять типов гранитных пегматитов: микроклиновые с бериллом и колумбитом; микроклин-альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом; сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, петалитом, поллуцитом, танталатами, бериллом; альбитовые с танталитом, бериллом, касситеритом и сподуменом или без него; альбит-сподуменовые с бериллом, колумбитом. В этой же последовательности наблюдается смена типов пегматитов с удалением от материнских гранитов (Солодов Н.А., 1971).

Рудные тела редкометальных пегматитов одного и того же парагенетического типа обладают определенным сходством формы и размера тел. Протяженность микроклиновых и альбитовых пегматитов обычно не превышает десятков или первых сотен метров, микроклин-альбитовых и сподумен-микроклин-альбитовых — 700 — 1000 м; а у альбит-сподуменовых достигает 3 км.

Среднее содержание редких элементов на месторождениях одного и того же типа варьирует в узких пределах: во всех детально разведанных промышленных месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов среднее содержание Ta_2O_5 составляет 0,006 — 0,01%, в сподумен-микроклин-альбитовых — 0,015 — 0,03, в альбитовых — 0,015 — 0,02, в микроклиновых — не более 0,003.

Постоянство размеров рудных тел и среднего содержания редких элементов в месторождениях одного и того же типа обусловливает и определенность максимальных промышленных запасов, которые по наиболее крупным месторождениям не превышают 3 — 5 тыс. т Ta_2O_5.

Редкометальные гранитные пегматиты с начала развития мировой редкометаллической промышленности и до последнего времени почти целиком обеспечивают ее танталом. При этом основная добыча тантала осуществляется из пегматитовых кор выветривания и связанных с ними переотложенных россыпей или из шлаков металлургической переработки касситерита, имеющего в основном пегматитовый генезис. Лишь сравнительно недавно (в Казахстане с 30-х годов) значительные объемы тантала стали получать из коренных руд пегматитовых месторождений (в Канаде, Австралии и некоторых других странах).

Коры выветривания в промышленном отношении обладают двумя преимуществами. Во-первых, из-за рыхлого состояния руды при ее добыче оказываются ненужными буровзрывные работы, а при обогащении — доизмельчение руды, поэтому минимально среднее содержание тантала уменьшается в несколько раз, что позволяет вовлекать в эксплуатацию гораздо большие площади выходящих на поверхность пегматитовых тел. Этому способствует, во-вторых, увеличение содержания танталатов в коре выветривания по сравнению с исходными коренными пегматитами на 20—50% из-за выноса более легко разрушаемых минералов (прежде всего альбита и в меньшей степени слюд). Рентабельность добычи повышается также благодаря открытому способу отработки.

Металлогения

Подавляющая часть мировых запасов ниобия (99%) и большая часть тантала (70%) приходится на магматогенные месторождения, связанные с щелочными породами. Свыше 4/5 запасов ниобия приходится на месторождения карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов, а почти весь остаток их распределяется между месторождениями в нефелин-калишпатовых массивах и щелочных гранитах. Пятая часть запасов тантала заключена в пегматитовых месторождениях и примерно по 1/3 их приходится на месторождения в нефелин-калишпатовых массивах и щелочных гранитах.

Средние содержания ниобия в месторождениях, связанных с кислыми породами, варьируют в узких

пределах — от 0,006 до 0,015%, в месторождениях, связанных с щелочными породами, в 10—50 раз выше, варьируя в пределах от 0,1 до 0,8%. Среднее содержание тантала в месторождениях, связанных с кислыми породами, колеблется от 0,004 до 0,03%, а в щелочных месторождениях — от 0,015 до 0,03%. Для месторождений, связанных с кислыми породами, отношение Nb/Ta колеблется от 0,3 до 3 и в среднем примерно равно единице. В щелочных месторождениях оно близко к 10, в пирохлороносных карбонатитах щелочно-ультраосновных массивов достигает 40 и более, а в карбонатитах, связанных с миаскитами, — даже 200.

Подавляющая часть всех мировых магматогенных запасов тантала и ниобия сосредоточена в месторождениях на древних платформах и докембрийских срединных массивах. Основная масса запасов редких элементов, связанных с пегматитовыми месторождениями, имеет докембрийский возраст. При этом все самые крупные и богатые пегматитовые месторождения имеют позднеархейский или протерозойский возраст. Все месторождения криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов, наоборот, имеют сравнительно молодой верхнепалеозойский или чаще мезозойский возраст. Хотя карбонатитовые месторождения известны в диапазоне от протерозоя до кайнозоя, наиболее крупные и богатые из них имеют палеозойский и раннемезозойский возраст.

Основная масса мировых магматогенных запасов ниобия приходится на герцинскую и киммерийскую эпохи, а у тантала — на герцинскую, позднерифейскую и каледонскую.

Ведущая роль как по добыче, так и по запасам ниобия принадлежит корам выветривания, на которые приходится свыше 2/3 всей его мировой добычи и свыше 40% мировых запасов. Основным промышленным типом ниобиеносных кор выветривания являются остаточные россыпи на карбонатитах с пирохлором, нередко колумбитизированным (Бразилия, Африка, Россия). Самым крупным из разрабатываемых объектов этого типа в настоящее время является месторождение Боррейро-ди-Араша (Бразилия), кора выветривания которого содержит до нескольких процентов Nb_2O_5.

Хотя на экзогенные месторождения приходится всего 8,4% всех мировых запасов тантала, за рубежом

до недавнего времени они служили основным источником добычи и сейчас поставляют более половины танталовых концентратов на мировой рынок. Из экзогенных мировых запасов тантала 60% приходится на коры выветривания, 40% — на россыпи.

■ СКАНДИЙ

Скандий открыт Л. Ф. Нильсоном в 1879 г. Это химический элемент первой подгруппы третьей группы Периодической системы Д. И. Менделеева с порядковым номером 21 и атомной массой 44,96. Известны стабильный изотоп скандия ^{45}Sc и нестабильный ^{46}Sc. Потенциал ионизации третьего электрона 24,75 эВ, ионный радиус Sc^{3+} 0,083 нм, атомный радиус 0,164, плотность 3,02 г/см, температура плавления 1539 °С, температура кипения 2730 °С.

Скандий обладает уникальным сочетанием свойств: низкой плотностью, почти равной алюминию, и высокой температурой плавления, в два с половиной раза превышающей таковую у алюминия. Сплавы с добавлением скандия обладают высокой прочностью. Области применения скандия: полупроводники, катализаторы, добавки карбида скандия в карбид титана для повышения твердости последнего до сопоставимой с алмазом; высокотемпературная керамика; германий-гадолиний-скандиевые гранаты в ЭВМ, галлий-скандий-гадолиниевые гранаты в лазерах. Велики перспективы использования скандия в качестве конструкционного материала в летательных аппаратах, а фоскана $Na_3Sc_2(PO_4)_3$ — в твердых электролитах.

Запасы скандия, по Л. Ф. Борисенко, превышают 1 млн т. Потребление составляет тонны. Цена на мировом рынке в 1993 г. достигала 250 долл/г, в последнее время резко упала до нескольких долларов за грамм.

Кларк скандия 17 г/т. Средние содержания скандия в разных типах пород по Л. Ф. Борисенко (в г/т): ультраосновные — 9,9; основные — 37,0; средние — 15,5; кислые — 6,3; щелочные — 4,8; метаморфические — 20,1; осадочные — 8,2. Геохимически наиболее близок скандий к иттрию, лантаноидам, железу и магнию.

Основная форма нахождения скандия в природе — рассеяние его в породообразующих минералах железа и магния. В настоящее время известно всего пять собственных минералов скандия, из которых четыре являются силикатами, а один — фосфатом. Все они очень редки.

Скандий добывается попутно при переработке урановых и титановых руд, в меньшей степени вольфрамита, танталит-колумбита и ряда других минералов. Эти источники попутной добычи снабжают промышленность скандием уже на протяжении нескольких десятков лет, хотя объемы производства всегда были очень невелики и даже в последнее время составляют всего лишь тонны.

В последние годы детально изучено несколько типов собственных месторождений скандия, которые были выявлены 13—25 лет назад, но серьезное внимание приобретают лишь сейчас — это скандиеносные метасоматиты и их коры выветривания. К числу собственных месторождений относятся и гранитные пегматиты с тортвейтитом.

Типы промышленных месторождений

Биотитовые олигоклаз-микроклиновые пегматиты с тортвейтитом

Известны в России (Карелия, Горный Алтай), Казахстане, Швеции, Норвегии и на Мадагаскаре.

Главные породообразующие минералы жил — кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, иногда присутствует клевеландит; акцессорная минерализация представлена тортвейтитом, цирконом, ферпосонитом, гадолинитом, ортитом, эвксенитом, самарскитом, хлопинитом, монацитом, ксенотимом, уранинитом, торитом и др.

Тортвейтит содержит до 50% Sc_2O_3 и 2—4,5 — Y_2O_3. Образует призматические, часто конусовидные кристаллы длиной до 35 см и толщиной до 4 см, обычно 10x2 см. В Норвегии за 50 лет из гранитных пегматитов было добыто всего 50 кг тортвейтита. В 80-х годах было опубликовано известие о находке в Норвегии пегматитовой жилы с запасами скандия свыше 3 т.

Поскольку олигоклаз и биотит для редкометальных гранитных пегматитов с литием, цезием, танталом яв-

ляются отрицательным поисково-оценочным признаком, не исключено, что тортвейтитоносные биотитовые олигоклаз-микроклиновые пегматиты могли быть пропущены при поисках. Поэтому необходима ревизия этого типа пегматитов на скандий.

Биотит-альбит-карбонатные и альбит-флюоритовые метасоматиты с тортвейтитом

В Горном Алтае известно месторождение Кумир. Оно приурочено к юго-западной контактовой части штокообразного субвулканического тела кварцевых порфиров, в плане неправильно овальной формы размером 3х1,5 км. Оруденение локализуется в останце кровли вмещающих пород. Вмещающие породы в непосредственном контакте с кварцевыми порфирами ороговикованы, скарнированы, сопровождаются интенсивной альбитизаций, флюоритизацией, турмалинизацией, биотитизацией.

Ведущая рудная формация — скандиево-редкоземельная, в составе которой А. В. Михайловым обнаружены уранинит, тортвейтит, гадолинит, абакумалит, таленит, иттриалит, флюорит и др. Содержание скандия в рудах колеблется от нескольких до 2400 г/т; рудными считают интервалы с содержанием скандия выше 50 г/т. Основная минерализованная зона прослежена подземными горными выработками и скважинами на 600 м в длину при ширине 150 м, по падению до 250 м. Содержание тортвейтита в биотитовом слюдите с флюоритом, пиритом и карбонатом достигает 1%. Минерал образует призматические кристаллы (до 1 мм), радиально лучистые срастания и неправильной формы зерна.

Предварительная оценка месторождения позволяет предполагать, что среднее содержание скандия составит не менее 200 г/т. И запасы скандия в этом случае будут исчисляться многими сотнями, а по всему району — тысячами тонн.

Скандиеносные акмит-доломитовые метасоматиты и их коры выветривания

С конца XIX столетия месторождение Желтые Воды (Украина) разрабатывалось на железо, с 1940-х годов — на уран, а в последние 15 лет в боковых породах отработанного уранового месторождения было

выявлено интенсивное развитие комплексных руд Sc, V, Ln_Y, Zr, Hf.

Район месторождения сложен комплексом докембрийских пород, перекрытых чехлом рыхлых кайнозойских отложений мощностью 10 – 80 м. Руда имеет нижнепротерозойский возраст. Выделяются два типа руд: ванадий-скандиевые и скандий-цирконий-редкоземельные. Мощность рудных тел первого типа составляет 7 – 10 м, длина по простиранию от 25 – 45 до 250 – 415 м; мощность руд второго типа варьирует от нескольких десятков сантиметров до 5 – 6 м (иногда 10 м), длина по простиранию — от 30 до 350 м. По падению протяженность залежей обоих типов 40 – 380 м. Содержание металлов в карбонатных метасоматитах достигает (в г/т): Sc — до 720, V — до 5400, Zr — до 12000, Hf — до 300.

Ванадий-скандиевые руды преимущественно приурочены к карбонатным метасоматитам (и альбит-карбонатным), скандий-цирконий-редкоземельные — к альбититам. Важнейшей геохимической особенностью скандиевых руд месторождения является уникальный иттриевоземельный состав лантаноидов. В ванадий-скандиевых рудах относительная доля Ln_Y + Y составляет 51,6% от суммы редких земель, а в скандий-цирконий-редкоземельных — 67%. Отношение Y/Ln_Y соответственно равно 0,65 и 1,6.

Наиболее распространенные минералы руд — карбонаты, магнезиорибекит и актинолит-тремолит, ванадиевый эгирин — акмит (Na, Ca)(Mg, Fe, V)Si_2O_3 (V до 10 – 15%), кварц, альбит, апатит. В качестве главных минералов-носителей полезных компонентов М. В. Скосыревой (ИМГРЭ) выявлены: для скандия, ванадия, циркония и гафния — ванадиевый эгирин, магнезиорибекит и натровый амфибол; для ванадия и гафния — ванадиевый эгирин; для иттрия и лантаноидов — карбонаты и амфиболы в ванадий-скандиевых рудах, апатит, карбонаты и магнезиорибекит в скандий-цирконий-редкоземельных.

На скандиеносных метасоматитах месторождения развиты обогащенные редкими элементами глинистые коры выветривания мощностью до 25 – 40 м. Содержание (в г/т) скандия в глинах — 100 – 130, циркония — 8800 – 14000, иттрия — до 1300 при одновремен-

ном обогащении иттербием — до 130, лютецием — до 22 и другими иттриевыми лантаноидами.

В целом коры выветривания, как и коренные руды, могут явиться очень богатым источником скандия, тяжелых лантаноидов и других редких элементов, извлечение которых возможно путем автоклавного или кучного выщелачивания. Запасы скандия в коренных рудах составляют первые тысячи тонн, в корах выветривания — сотни тонн.

■ РЕНИЙ

Д. И. Менделеев в 1871 г. предсказал, а в 1925 г. немецкие ученые В. Ноддак, И. Такке и А. Берг обнаружили спектральным методом рений. В Периодической системе элементов Менделеева он расположен в VII группе. Атомная масса 186,207. По размерам атомного и ионного радиусов рений ближе всего к молибдену, вольфраму и металлам группы платины, температура плавления 3180°С, кипения — 5600.

Использование рения в основном сосредоточено в нефтеперерабатывающей отрасли промышленности. Платино-рениевые катализаторы имеют увеличенный срок службы, экономят платину, способствуют упрощению процесса крекинга нефти, повышению выхода высокоактанового бензина и получению его с нулевым или незначительным содержанием вредного для окружающей среды тетраэтилсвинца. Важное значение он приобрел в изготовлении термопар, электроконтактов, нитей накаливания, нагревательных элементов и других деталей в атомной, авиаракетной и космической технике. Добавки рения повышают пластичность W, Mo и Cr.

Ресурсы рения в меднопорфировых рудах капиталистических стран оценивают в 10 — 12 тыс. т, в том числе 4,5 тыс. т в США, где его потребление в 1994 г. составило около 7 т (в 1997 г. предполагается до 18 т). Цена на рений очень высока и зависит от конъюнктуры спроса, с 1959 по 1969 г. на порошковый металл она держалась в среднем на уровне 1270 — 1500, затем в годы «рениевого бума» поднималась до 3960 долл/кг. В 1986 г. рениевый порошок в США стоил 770 долл/кг, в 1994 — 1500 долл/кг, а в 1996 — 1100 долл/кг.

Содержание Re в земной коре систематически не изучено, кларк, по А. П. Виноградову, 0,7 мг/т, в разных породах — 0,2—1,1. Выявлено шесть минералов рения: четыре сульфида, один оксид и один самородный.

Минералы-носители рения являются сульфидами, среди которых преобладает молибденит; содержание рения в нем от следов до 0,3%. Производство рения полностью основано на его попутном извлечении из молибденовых концентратов меднопорфировых руд, а также из руд медистых песчаников и сланцев.

Однако, располагаясь в центре Таблицы Д. И. Менделеева наряду с сульфурофильными, рений обладает также сидерофильными, оксифильными и органофильными свойствами. К сожалению, в этих трех последних геохимических обстановках его распространенность изучена явно недостаточно. Оксиды рения низких валентностей (в процессе разложения проб при подготовке к анализу) обладают высокой летучестью, что приводит к занижению результатов анализа. Иначе не понятно, каким образом в природе уже установлено шесть собственных минералов металла, имеющего самый низкий кларк.

■ Кадмий[7]

Кадмий открыт в 1817 г. немецким химиком Ф. Штромейером. Это элемент II группы Периодической системы Д. И. Менделеева.

Кадмий имеет широкое применение: сплавы с медью, обладающие высокой электропроводностью; металлокерамические контакты из сплавов меди и кадмия, серебра и кадмия; подшипники; свинцовые, алюминиевые и магниевые сплавы; кадмиевые бронзы; припои; полупроводники; кадмирование; аккумуляторные батареи и др.

Достоверные запасы кадмия зарубежными исследователями оцениваются приблизительно в 1 млн т, уста-

[7] Характеристика кадмия и остальных сульфурофильных элементов дается по материалам В. В. Иванова (1983) и О. Е. Юшко-Захаровой (1989).

новленные ресурсы около 1,2 млн т. Производство кадмия в 1993 г. достигало 20000 т. Цена кадмия (99,5%) на ноябрь 1996 г. составляла 1,5 долл/кг. В США кадмий признан стратегическим материалом. С 1977 г. лимит на правительственное хранение составлял 11,2 тыс. т.

Кларк кадмия большинством исследователей оценивается в пределах 0,11 – 0,19 г/т. Среди магматических пород самое высокое содержание отмечается в базитах.

Собственные минералы кадмия (11 сульфидов) в природе обнаруживаются довольно редко и не имеют самостоятельного практического значения, за исключением одного цинково-кадмиево-серебряного рудопроявления в Боливии. Чаще других встречается гринокит CdS (76%). Среди минералов-носителей особенно высокие содержания кадмия характерны для сульфидов (в г/т): сфалерит 70 – 82000; халькопирит 30 – 1200; тетраэдрит 500 – 17900; борнит 16 – 1000; бурнонит 50 – 100.

Большая часть активных запасов находится в различных свинцово-цинковых, медно-цинковых колчеданных, гораздо меньшая — в медных, олово-сульфидных, золото-сульфидных и некоторых других месторождениях, в которых практически весь кадмий заключен в основных рудообразующих сульфидных минералах. Наиболее важный его минерал-носитель — это сфалерит.

Высокие концентрации кадмия, обусловленные развитием собственно кадмиевых минералов, пока известны лишь в практически малозначимых обогащенных сульфосолями серебряно-свинцово-кадмиевых рудах беренгуэльского типа, содержащих до 11% кадмия (Боливия), и уникальных медно-свинцово-цинково-германиевых рудах цумебского типа (Намибия), важных в промышленном отношении и содержащих 1200 г кадмия на 1 т руды.

■ ГАЛЛИЙ

В 1871 г. был предсказан Д. И. Менделеевым, а в 1875 г. французский химик Лекок де Буабодран спектрально обнаружил его в сфалерите.

Атомный номер галлия 31 в III группе Периодической системы элементов. Атомная масса 72,6, радиус атома 1,39 нм. Галлий — легкоплавкий металл (+29,75 °С) с температурой кипения 1983 °С.

Арсенид, фосфид, антимонид и сложные полупроводниковые соединения галлия широко используются при производстве лазеров, светоизлучающих диодов для панелей калькуляторов, радиоприборов, телевидения, часов, инструментов и др. Из галлий-гадолиниевых фанатов делают запоминающие устройства ЭВМ.

Ресурсы галлия в бокситах стран Европы, ЮАР, Северной Америки и Австралии, подсчитанные для единичных месторождений, равны десяткам тысяч тонн.

На начало 1996 г. цена на галлий в США составляла 220—280 долл/кг. Производство галлия в развитых капиталистических странах в настоящее время превысило 50 т.

Кларк галлия 18 г/т. В магматических породах содержание растет от 2 в ультрабазитах до 16—18 — в базитах и 30—40 г/т — в кислых и щелочных. У галлия обнаружено четыре собственных минерала (сульфиды и гидроксид).

В мировой практике источниками промышленного получения галлия являются руды алюминия и цинка. В России, по О. В. Вершковской (1982), промышленные запасы галлия распределялись следующим образом (в %): в алюминиевых рудах — 82 (в том числе, 59 — в нефелинах, 18 — бокситах, 5 — алунитах); в цинковых рудах — 17,5, других — 0,5.

Свыше 90% мирового производства галлия получается на глиноземных заводах, на которых извлекается только 1—2%. Содержание галлия в бокситах колеблется от 10 до 140, чаще 50—70 г/т. Основные концентраторы галлия: нефелин (20—40 г/т) и содалит (70—500 г/т).

Редкометально-полиметаллические месторождения с минералами галлия и германия характеризуются наивысшими среди всех природных образований содержаниями галлия (0,5—1,2% в руде). Однако подобные руды известны только на двух месторождениях — Цумеб (Намибия) и Кипуши (Заир), где галлий присутствует в виде собственных первичных (галлит, майгрюн, корневалит) и вторичных (зенгеит) минералов

и в существенных количествах (в %) входит в решетку германита (0,74 – 1,5), реньерита (0,52), бриартита (до 2,2), флейшерита (0,56), сфалерита (0,005 – 0,010)[8].

■ ИНДИЙ

Открыт в 1863 г. немецкими учеными Ф. Рейхом и И. Рихтером. Атомный номер 49 в III группе Периодической системы Д. И. Менделеева. По размеру тетраэдрических ковалентных радиусов (нм) индий (0,144) близок к Pb (0,146), Sn (0,140), Tl (0,147) и Cd (0,148).

Наиболее широко индий используется в электронике и электротехнике, при производстве подшипниковых сплавов, припоев. Новые перспективы перед индием открываются в связи с его использованием в солнечных батареях, в волоконной оптике, в микроаккумуляторах и в качестве добавки к смазочным материалам особого назначения.

Мировые учтенные извлекаемые запасы индия определены в 2100 т. Цена на международном рынке на индий технический (99,9%) в начале 1996 г. составляла 550 долл/кг.

Средние содержания индия в различных породах земной коры составляют десятки миллиграммов на тонну. Известно пять сульфидов индия, которые не имеют самостоятельной промышленной ценности. Собственных месторождений у индия нет. Он добывается попутно из руд Zn, Pb, Cu и Sn. Наиболее обогащены им цинковые концентраты (2 – 800 г/т), меньше — медные (0,5 – 100), оловянные (10 – 124) и свинцовые (1 – 10). В мировом производстве до 80% индия приходится на свинцово-цинковые месторождения, в которых заключены и основные его запасы (70 – 75%).

■ ТАЛЛИЙ

Открыт в 1861 г. англичанином У. Круксом. Атомный номер 81; расположен в III группе Периодичес-

[8] Описание месторождений см. в подразделе «Германий».

кой системы Д. И. Менделеева. Это халькофильный элемент. Проявлены и оксифильные свойства одновалентного таллия, что обусловлено его сходством с калием и другими щелочными металлами. В природе таллий обычно проявляет низшую валентность 1^+ и реже 3^+. Ионный радиус одновалентного Tl — 0,147 нм.

Главная область применения таллия — производство ядохимикатов — инсектицидов для уничтожения грызунов и насекомых. Традиционным считается также использование таллия в электронике и оптике.

Разведанные запасы таллия в цинковых и свинцовых рудах зарубежных стран определяются в 812 тыс. т. Цена на металлический таллий за рубежом стабильно составляет 16,5 долл/кг.

Потребление таллия в США по содержанию металла во всех продуктах составляет около 1 т. Высокая токсичность таллия — серьезное препятствие расширению его применения.

Кларк таллия для гранитной оболочки земной коры — 1,2 г/т. В магматических породах он закономерно возрастает от 0,18 в ультрабазитах до 1,26 г/т — в кислых.

Хотя у таллия выявлено 30 минералов, все они крайне редки и собственных месторождений не образуют. Таллий — типичный попутный компонент и добывается в основном при переработке сульфидных свинцовых и цинковых руд, а также из пиритных продуктов и мышьяковых руд. Наибольшими масштабами таллиеносности характеризуются колчеданно-полиметаллические, стратиформные свинцово-цинковые, золото-серебряные руды и железо-марганцевые океанические конкреции. Основные минералы-носители таллия: сфалерит, марказит, галенит, средние содержания в которых по месторождениям составляют десятки и первые сотни г/т.

■ ГЕРМАНИЙ

Д. И. Менделеев в 1871 г. предсказал, а в 1886 г. немецкий ученый К. Винклер открыл германий.

Атомный номер германия 32, атомная масса 72,6, атомный радиус 1,39 нм. Являясь гомологом кремния

и углерода по IV группе Периодической системы, германий, кроме сульфуро-сидерофильных геохимических свойств, проявляет окси- и органофильные свойства, что определяет разнообразие путей его геохимической миграции. Наиболее устойчивы соединения четырех- и двухвалентного германия.

Германий впервые начал применяться в 40-х годах в электронике, и эта область применения сохраняла лидирующее положение до недавнего времени. Он широко используется также в вычислительной технике и волоконной оптике. Практический интерес для попутного извлечения представляют следующие концентрации германия (в г/т): энергетические угли — n·10, коксующиеся — n, углистые породы — n·100, оксидные железные руды — 10, подземные воды — 0,00005. Самостоятельное извлечение германия из сульфидных руд при существующих технологиях целесообразно при содержаниях германия не менее 150 г/т.

Цены на диоксид германия в США на начало 1996 г. составили 550—600 долл/кг. С 1946 г. мировое потребление германия увеличилось почти в тысячу раз и в 1995 г. составило 80 т. Основные производители — Заир, США, Намибия, Канада, Бельгия, Франция и Япония.

Кларк германия 1,42 г/т, причем в разных магматических породах его содержание остается примерно на этом же уровне.

В природе известно 20 минералов германия, из которых восемь сульфидов и 12 кислородных соединений (последние в зоне окисления). Собственные месторождения образуют германит $Cu(Fe_{0,5}\ (Fe_{0,5}Ge_{0,5})(Ge_{2,7}$ — 10,6%) и реньерит $Cu(Fe,Ge)S_4$ ($Ge_{5,9}$ — 8,7%).

Практически на протяжении всего эндогенного рудного процесса у германия, как и у галлия, оксифильные и сидерофильные свойства преобладают над сульфурофильными. В экзогенном процессе германий проявляет сидеро- и органофильные свойства, накапливаясь в железных и угольных месторождениях, формировавшихся в условиях активной вулканической деятельности.

Среди германийсодержащих месторождений выделяются две группы: 1) германий-угольные, германий-сульфидные и германий-сульфосольные месторожде-

ния, содержащие сотни граммов на тонну германия; здесь германий составляет главную промышленную ценность руд; 2) традиционные комплексные руды цветных и черных металлов, коксующихся и энергетических углей, в которых германий является попутным элементом.

Типы промышленных месторождений

Германий-угольные месторождения

На Дальнем Востоке России, где выявлены германий-угольные месторождения эоценового и олигоценового возрастов, кайнозойское углеобразование протекало на фоне затухающего вулканизма верхнемелового-палеогенового цикла. Угли всех известных германий-угольных месторождений — бурые. Для всех выявленных германий-угольных месторождений характерен лимнический тип угленакопления.

Германит-реньеритовые месторождения

Цумеб, Асис (Намибия), Кипуши (Заир) — несколько десятков лет являются основными поставщиками германия на мировом рынке. Месторождения сосредоточены в верхнепротерозойских осадочных породах. Руды содержат: Ge, Zn, Cu, Pb, Cd, Ga и др. Месторождение Цумеб и Кипуши относятся к разряду весьма крупных, Асис — мелких. В районе Цумеба развиты медные и своеобразные свинцово-цинково-ванадиевые (Абенаб и др.) месторождения, а в районе Кипуши — широко известный пояс медных стратиформных месторождений, обогащенных Co, U и другими элементами. Рудное тело Цумеба трубообразное, Кипуши — более сложной формы, но также крутопадающее. Руды сплошные, брекчиевые, прожилковые, реже вкрапленные. Хорошо развиты зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения. Оруденение прослеживается на значительную глубину (на месторождении Цумеб около 1000 м). В Цумебе широко, хотя и неповсеместно, примерно в равных количествах развиты германит и реньерит, а в Кипуши — только реньерит. Содержание германиевых минералов в Цумебе на некоторых участках достигает нескольких десятков процентов. Запасы германия исчисляются тысячами тонн.

Стратиформные германийсодержащие свинцово-цинковые месторождения

Широко распространены в различных районах мира. Высокие концентрации германия обычны в сфалерите (в среднем 190 г/т). На Юго-Западе Европы, где находится крупнейшая провинция германийсодержащих стратиформных руд, высокие концентрации германия (400 — 1950 г/т) характерны для цинковых обманок (в г/т): Миесс и Кройт — 400, Райбл — 800, Изерлон, Брилон — 900, Аахен — 1950.

Главный минерал-концентратор германия в рудах месторождений оксифильной группы — топаз, содержащий его до 1500 г/т. Для месторождений железистых кварцитов докембрия России и Украины среднее содержание германия 6 г/т, в магнетитовых кварцитах Кременчугского района — от 9 до 50, в среднем 29 г/т. Магнетит-гематитовые руды Казахстана отличаются повышенным содержанием германия — 70 г/т. Главный минерал-носитель — магнетит (Григорьев В.М., 1971).

■ СЕЛЕН

Открыт в 1817 г. шведским химиком Й. Х. Берцелиусом. Принадлежит к VI группе Периодической системы Менделеева; по многим физико-химическим свойствам сходен с серой и теллуром и относится к элементам сульфурофильной группы. Атомная масса 78,9.

Использование селена и его соединений стало традиционным в электротехнике (выпрямители тока), электронике (пьезооптические, акустооптические и другие полупроводниковые устройства), ксерокопировании, стеклоделии, вулканизации резины, лакокрасочной отрасли промышленности, черной металлургии, аккумуляторных батареях и твердых слоистых смазках.

По данным Горного бюро США, запасы селена в развитых капиталистических странах на начало 1994 г. составляли 130 тыс. т. Цена на технический 99,5%-ный селен в 1995 г. достигала 10 долл/кг. Производство в капиталистических странах в 1992 г. составило 2000 т.

Кларк селена 0,08 г/т. Содержание в магматических породах понижается от 0,13 в базальтах до 0,04 г/т

в гранитах. У селена установлено 80 собственных минералов, в том числе: один — самородный, 67 селенидов, 12 оксидов и других кислородных соединений (все 12 из зоны окисления). Однако ни один из его минералов не образует собственные месторождения.

Производство и основные активные запасы селена приходятся главным образом на промышленные типы медных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. Наиболее освоенным видом селенового сырья, дающим основное количество продукции, являются медные месторождения. По О. Е. Юшко-Захаровой, содержания в сульфидах медно-никелевых месторождений составляют (в г/т): пентландит — 110, халькопирит — 68, пирротин — 57. Важнейшим мировым источником селена являются меднопорфировые месторождения, на которые приходится более 70% извлекаемых с медью активных запасов селена зарубежных стран (более 40 тыс. т). Средние содержания в молибдените — 265 г/т, халькопирите — 118 г/т, пирите — 65 г/т.

Содержания селена в рудах медно-цинково-колчеданных и серноколчеданных месторождений самые высокие среди сульфидных месторождений. Для колчеданного месторождения Болиден они следующие (в г/т): халькопирит — 700 – 1400, пирит — 40 – 300, сфалерит — 300 – 900, пирротин — 20 – 70, арсенопирит — 400 – 1600.

Селен часто встречается в экзогенных урановых месторождениях. Высокие содержания селена отмечены в фосфоритах формации Фосфория (США).

Уран-ванадий-(молибден-серебро)-селеновая минерализация наиболее широко развита в пределах плато Колорадо (США). Главный урановый минерал — карнотит. Селен представлен самородным, ферроселитом, клаусталитом и другими селенидами, а также селенсодержащим пиритом. Рудные тела типа роллов, длиной 300, иногда 900 м, шириной — 200 м при мощности от долей метров до 2 – 3 м. В месторождении Лаки-Мак селен присутствует в виде ферроселита. Его содержание в песчаниках весьма неравномерное — от 68 до 183 г/т. В другом месторождении наряду с ферроселитом установлен халькоменит. Песчаники из окрестностей месторождения содержат до 840 г/т селена, причем основное его количество (до 1700 г/т) приурочено к тяжелой фракции. В шт. Вайоминг значитель-

ные скопления селена приурочены к известнякам, обогащенным органическим веществом. Содержание селена в известняках варьирует от 40 до 1350 г/т.

В месторождениях шт. Юта известны также селениды меди и серебра. Наиболее широко селениды серебра распространены в уран-ванадиевых месторождениях, связанных с формацией Чинли. Серебряная руда представлена самородным серебром, аргентитом, хлоридами серебра и содержит до 2600 г/т селена.

Эндогенные уран-селеновые месторождения так называемой пятиэлементной формации известны в Африке (Шинколобве), Канаде (Биверлодж) и Западной Европе (Шмидеберг, Иохимов и др.). Самые высокие содержания селена отмечались в месторождении Шинколобве. Селеновое оруденение началось с глубины 70 м и на горизонте 114 м достигло максимального развития с содержанием селена до 19%. Рудные жилы имеют мощность от нескольких сантиметров до 1 м и сопровождаются штокверковыми зонами значительных размеров. Руды в основном сложены уранинитом в ассоциации с кварцем, апатитом, монацитом, турмалином, молибденитом и хлоритом, а также поздними сульфидами никеля, кобальта и железа в ассоциации с карбонатами. Селеновая минерализация представлена селенидами и селеносульфидами.

Наиболее известное из селенидных месторождений Пакахака приурочено к области Колькечака (Боливия) с широко развитым палеоген-неогеновым вулканизмом. Помимо серебра и селена руды содержали Ni, Co и Pd. Селеновая минерализация представлена разобщенными между собой гнездами размером 1—2 м в длину и 2—25 см в ширину, слагающими рудный столб. Среди селеновых минералов установлены блокит, клаусталит, тиманнит и др. Селеном обогащены многие типы экзогенных месторождений, связанных с базальтоидным и андезитоидным магматизмом.

■ ТЕЛЛУР

Обнаружен в золотых рудах Трансильвании венгерскими химиками: по одним данным — Ю. Мюллером (1782), по другим — Г. Китабейлом (1778).

Теллур — элемент VI группы Периодической системы Менделеева — самый тяжелый (атомная масса 127,6) и малораспространенный. Используется как легирующая добавка к чугунам, стали и меди, способствующая улучшению их обрабатываемости; как один из эффективных полупроводников, в частности для лазеров; используется в инфракрасных приборах, специальных стеклах, фототехнике, свинцовых сплавах, термоэлектрических материалах, в солнечных элементах.

Теллур извлекают только попутно при переработке сульфидных медных, отчасти свинцовых руд, а также золото-серебро-теллуровых руд. По оценкам Горного бюро США, мировые доказанные запасы теллура составляют 55 тыс. т; по В.В. Иванову и Р.В. Панфилову, только в учтенных медных рудах зарубежных стран заключено свыше 70 тыс. т теллура. Суммарное производство теллура в капиталистических странах в 1992 г. составило 250 т.

Распространенность Te в земной коре и породах не изучена. Расчетным путем по отношению Te/S кларк Te предполагается равным 0,001 — 0,002 г/т.

В природных условиях обнаружено более 100 минералов теллура. Наибольшее их число принадлежит к классу теллуридов и сульфотеллуридов, из них основная часть приходится на различные соединения с висмутом и благородными металлами, остальная — на Cu, Fe, Ni, Co, Pb и др.

В качестве промышленных минералов-носителей теллура (в виде изоморфной и микроминеральной примеси) наиболее важное значение имеют халькопирит, галенит, пирит, пентландит, пирротин, молибденит, сфалерит, антимонит, киноварь и некоторые другие. Более 2/3 мирового производства теллура получают при переработке медных минералов, главным образом халькопирита. По В. В. Иванову, среднее содержание теллура с учетом всех изученных типов месторождений составило в халькопирите 37, галените — 20, пирите — 23 г/т.

Активные запасы теллура заключены в медных, свинцово-цинковых, никелевых, а также некоторых месторождениях благородных металлов.

По запасам и добыче теллура на первом месте стоят медные месторождения, из которых производится

значительно больше половины получаемого в мире теллура. Минералы теллура в медно-никелевых рудах: гессит, алтаит, сильванит, калаверит, мелонит, имгрэит, мончеит, майченерит, котульскит, темагамит, теларгпалит, винцентит и др. Значительные количества теллура также установлены О. Е. Юшко-Захаровой (1975) в некоторых интерметаллических соединениях (в %): $(Au_5Pt_5Pd)_3Cu$ — 2,6; (AgAu) — 0,9. Среди различных типов золото-серебряных месторождений собственно золоторудные часто обладают повышенными концентрациями теллура. Теллуром в разной степени могут быть обогащены как сульфидсодержащие, так и практически бессульфидные месторождения. Содержание теллура в самородном золоте разнотипных месторождений востока России составляет (в г/т): малосульфидных — от 200 до 474, умеренно сульфидных — 350, сульфидных — 420. В близповерхностных преимущественно распространены теллуриды золота и серебра, а в месторождениях средних глубин — теллуриды висмута.

Золото-теллуридные месторождения — несколько крупнейших золоторудных месторождений, в которых золото в основном представлено теллуридами: Калгурли (Австралия), Крипл-Крик, Комсток и Голдфилд (США). Обычно приурочены к вулканическим депрессиям или кальдерам и характеризуются минералогически сложным телескопированным оруденением, формирование которого считается близповерхностным.

Месторождение Калгурли — одно из крупнейших золоторудных в мире, давшее за время эксплуатации более тысячи тонн золота. Минералогический состав руд весьма сложен; главные рудные минералы — пирит, теллуриды и самородное золото. Среди теллуридов присутствуют: калаверит, колорадоит, петцит, сильванит, креннерит, алтаит, мелонит, гессит, тетрадимит, нагиагит, эмпрессит, самородный теллур, вейсцит и теллуровисмутит.

Литература к разделу III. «Редкие металлы»

Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981.

Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам / В. В. Иванов,

О. Е. Юшко-Захарова, Л. Ф. Борисенко, Л. Н. Овчинников. М.: Недра, 1989.

Григорьев В. М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971.

Коган Б. И. Редкие металлы. М.: Наука, 1979.

Комплексные месторождения халькофильных редких элементов / В. В. Иванов, О. Е. Юшко-Захарова, Э. Ф. Минцер и др. М.: Недра, 1982.

Лапин А. В., Толстов А. В. Коры выветривания карбонатитов. М.: Наука, 1995.

Месторождения литофильных редких металлов / Под ред. Л. Н. Овчинникова и Н. А. Солодова. М.: Недра, 1980.

Нетрадиционные типы месторождений редкометаллического сырья / Н. А. Солодов, Т. Ю. Усова, Е. Д. Осокин и др. М.: Недра, 1991.

Семенов Е. И. Систематика минералов. М.: Недра, 1991.

Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985.

Солодов Н. А. Особенности минерагении литофильных редких металлов // Геология и разведка. 1996. №6.

Солодов Н. А., Бурков В. В., Овчинников Л. Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. М.: Недра, 1986.

Солодов Н. А., Семенов Е. И., Бурков В. В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам. М.: Недра, 1987.

Солодов Н. А., Усова Т. Ю., Семенов Е. И. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Иттрий и лантаноиды. М.: ИМГРЭ, 1993.

Справочник по редким металлам / Под ред. В. Е. Плющева. М.: Мир, 1965.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975.

Раздел IV
БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

К группе благородных металлов относятся золото, серебро, платина, платиноиды — палладий, иридий, родий, рутений и осмий. Они обладают химической стойкостью и красивым внешним видом в изделиях, что обусловило название этой группы и области применения перечисленных металлов.

ЗОЛОТО

Украшения из золота (ожерелья, сережки, подвески и др.), изготовленные из сплюснутых самородков, найдены в культурных слоях неолита (5—4 тыс. лет до н. э.). По мнению некоторых исследователей, золото было известно человеку еще раньше — за 6 тыс. лет до н. э. Древний Рим славился широкими масштабами добычи золота, особенно в I в. до н. э. В Африке, Азии, Европе золото добывалось в III—II тысячелетиях до н. э.

На территории России золото добывали скифы. В трудах Геродота (V в. до н. э.) упоминается об огромных запасах золота в Рифейских (Уральских) горах.

Золотодобывающая промышленность России начала развиваться после открытия коренного золота в Карелии (Воицкий рудник, 1732 г.) и на Урале (Березовский рудник, 1742 г.). Создание золотого запаса Российской империи связано с разработкой россыпного золота, открытого около Березовского месторождения (горный мастер Л. Брусницын, 1814 г.). Затем месторождения золота были найдены в Сибири (Алтай, Саяны, Забайкалье, Якутия), на Дальнем Востоке (Приморье, Приамурье) и на Чукотке.

В течение 200 лет Россия славилась добычей золота из россыпных месторождений. С истощением их запасов возникла задача открытия и освоения рудного золота. В 70—80-х годах XX в. были выявлены месторождения золото-серебряной формации в вулканических поясах (Карамкен, Дукат, Хаканджа, Многовершинное и др.), разведаны запасы коренных месторождений в черносланцевых толщах (Сухой Лог, Олимпиадинское). Проблема крупных месторождений золота этого типа является актуальной для многих рудных районов. В настоящее время интерес представляют и так называемые малые месторождения богатых жильных руд золота, которые могут отрабатываться разведочно-эксплуатационными предприятиями с использованием передвижных модульных обогатительных комплексов.

Главными золоторудными провинциями России в настоящее время являются Восточная Сибирь — районы Енисейский, Приленский, (Бодайбинский), Восточно-Забайкальский; Якутия — районы Верхоянский, Алданский; Северо-Восток, Приамурье, Приморье (рис. 94).

Области применения золота разнообразны. Во-первых, подавляющая часть добываемого золота хранится в виде слитков в национальных банках государств и служит обеспечением и валютой при международных платежах и расчетах. Во-вторых, золото с глубокой древности применяется для изготовления ювелирных изделий и чеканки монет. Третьей областью применения золота является промышленность: золочение металлов (гальванопластика — электролиз комплексной солью $KAu(CN_2)$), сварка в особо ответственных деталях ракет, изготовление химически стойкой аппаратуры, радиоэлектроника. Наконец, золото применяется в медицине (стоматология).

Прогнозные ресурсы золота оцениваются в 110—180 тыс. т, из них до 60 тыс. т прогнозируются в ЮАР, ресурсами до 25 тыс. т обладают Китай, Бразилия, страны СНГ (включая Россию). Общие запасы в 115 странах мира составляют 94,1 тыс. т, подтвержденные — 49,95 тыс. т, из них на долю ЮАР приходится почти 33%, США — 9%, Австралии — 6,7%, Индии — 6,1%, Канады — 6%.

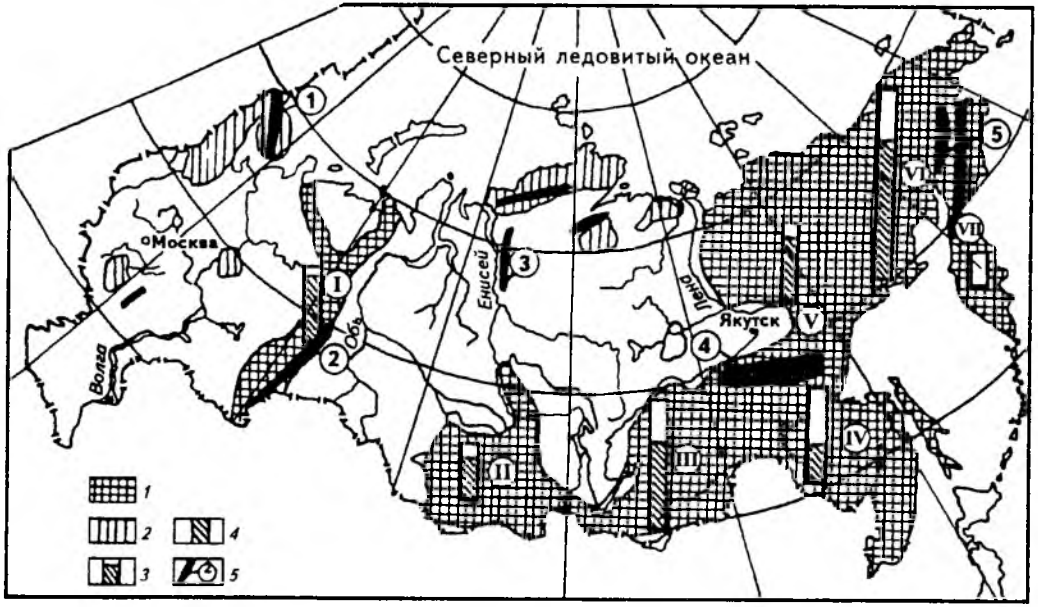


Рис. 94. Главнейшие области распространения месторождений золота и платиноидов на территории России (по Г. П. Воларовичу и Б. И. Беневольскому)
1 — золотоносные области: I — Уральская, II — Западно-Сибирская, III — Восточно-Сибирская, IV — Дальневосточная, V — Якутская, VI — Северо-Восточная, VII — Камчатская; 2 — области с неопределенным золотым потенциалом; 3 — общий золотой потенциал (добыча, запасы, ресурсы); 4 — реализованная часть золотого потенциала; 5 — зоны распространения платиноидов: 1 — Печенегская, 2 — Уральская, 3 — Норильская, 4 — Алданская, 5 — Северо-Восточная

Основным геолого-промышленным типом в зарубежных странах являются осадочно-метаморфогенные месторождения докембрийских золотоносных конгломератов (40% выявленных ресурсов золота). Второе место занимают золотоносные меднопорфировые месторождения (15%), третье — золоторудные месторождения в докембрийских зеленосланцевых поясах (10%), четвертое — эпитермальные золото-серебряные месторождения (9%), пятое — россыпи (4 — 5%). В России большое значение имеют россыпные, эндогенные гидротермальные и метаморфогенные гидротермальные месторождения золота.

Суммарная добыча золота с древних времен до открытия Америки (1493 г.) составила около 12570 т. Затем в период с XVI по XIX в. включительно было добыто 15160 т. Предполагается, что к началу XXI в. его суммарная добыча за всю историю человечества составит не менее 110 тыс. т.

В настоящее время добыча золота производится в 84 зарубежных странах мира, где в последние годы добывается около 2500 т ежегодно. При этом более 65% суммарной добычи приходится на ЮАР, США, Австралию, Индонезию, Китай, Канаду, Россию. В ЮАР действует 49 рудников (с общей добычей около 600 — 400 т золота в год), в США — 97 (более 330 т), в Канаде — 200 (более 150).

В России в в последние годы добывается 140 — 150 т золота в год, в том числе в регионах: Дальневосточном (включая Якутию и Северо-Восток) — 64%, Восточно-Сибирском — 24%, Уральском — 4%, Западно-Сибирском — 1%.

Наиболее крупными потребителями золота являются страны Азии и Европы. Ювелирная отрасль промышленности потребляет 86% золота, электронная — около 5%, на чеканку золотых монет затрачивается — 3%, стоматологию — 2%.

Требования промышленности к месторождениям золота определяются прежде всего содержанием металла, масштабами (запасами) и качеством руд. Промышленными считаются коренные месторождения с содержанием золота в рудах 1 — 5 г/т и более (в зависимости от масштабов и типа месторождения) и россыпи с минимальным содержанием 0,1 г/м^3.

Качество золота определяется его пробностью — содержанием золота в 1000 единицах по массе. В золоте содержится свыше 40 элементов-примесей, в том числе серебро, платиноиды, медь, железо, свинец, висмут, сурьма. При аффинаже (очистке) золота указанные и другие ценные примеси улавливаются. Пробность золота возрастает от низкотемпературных к высокотемпературным месторождениям, от молодых по возрасту к древним и от малоглубинных к глубинным.

По масштабам коренные месторождения разделяются на весьма крупные (100 т и более), крупные (50 — 100 т), средние (10 — 50 т) и мелкие (менее 10 т). Для россыпного типа весьма крупными являются месторождения с запасами золота 50 т и более, крупными — 25 — 50 т, средними — 1 — 25 т, мелкими — менее 1 т.

Цены на золото на мировом рынке колеблются в последние годы от 12,5 до 8,4 долл./г, при себестоимости около 7,65 долл./г.

Геохимия и минералогия

В земной коре золото находится в состоянии широкого рассеяния. Общий кларк его $4{,}5 \cdot 10^{-7}$% (4,5 мг/т), что в 20 раз меньше кларка серебра, в 40 — 100 раз меньше — ртути, сурьмы, висмута. Золото имеет высокий коэффициент концентрации — 2000. Известно 14 изотопов золота, однако стабильным является лишь изотоп ^{197}Au. Валентность золота 1^+ и 3^+, более устойчивы соединения трехвалентного золота, в которых оно образует комплексные анионы.

В эндогенных процессах золото скорее всего имеет подкоровое происхождение, о чем свидетельствует его высокий кларк в мантийных породах основного ряда, а также близкий к метеоритному (мантийному) изотопный состав углерода, кислорода, серы, встречающихся в породах и рудах на месторождениях золота. Однако эндогенные месторождения часто связаны с гранитоидами (гранодиоритами, плагиогранитами). На основании этих данных можно предположить, что первоначально золото было привнесено в древние бассейны осадконакопления глубинными растворами и расплавами, затем в процессе формирования земной коры происходила его концентрация в коровых очагах

гранитной магмы. По данным Ю. Г. Щербакова, при длительном взаимодействии глубинных флюидных систем с золотоносными вмещающими толщами происходит многократная перегруппировка золота. Золото обособляется в подвижных постмагматических продуктах в форме тиосульфатных $Au(S_2O_3)^{3-}$ и хлоридных ($AuCl_2^{2-}$ и $AuCl^{4-}$) комплексных водных растворов (Петровская Н. В., 1973).

Таким образом, процесс образования крупных эндогенных месторождений золота является многоэтапным. Формирование их часто начинается в докембрийское время и завершается в фанерозое.

Золото имеет тесное сродство с серебром и медью, с которыми оно образует твердые растворы и интерметаллические соединения. В природных процессах золото, серебро и медь ассоциируют с двумя плеядами элементов — ближайших «соседей» по Таблице Менделеева. С одной стороны, это никель, платина, палладий, осмий и железо, связанные с основными магмами, с другой — цинк, ртуть, свинец, висмут, концентрирующиеся в кислых и средних магмах. Отсюда понятно присутствие золота как в медно-никелевых, так и в свинцово-цинковых месторождениях.

В экзогенных условиях происходит высвобождение золота из пород и руд и его накопление в зонах окисления некоторых сульфидных месторождений (в железных шляпах) и в россыпях речного и прибрежно-морского происхождения.

Метаморфизм может приводить к перераспределению и концентрации золота в виде весьма крупных месторождений. Значительную роль при этом играют флюидно-метаморфические процессы, которые происходят в зонах динамометаморфизма среди черносланцевых толщ, обогащенных золотом, и в зеленокаменных поясах. При метаморфизме древних россыпей образуются золотоносные конгломераты.

Главный минерал золоторудных месторождений — самородное золото. Оно образует обособления в виде прожилков, зерен, пленок, дендритов, реже кристаллов и их агрегатов. Выделяется тонкодисперсное золото (до 10 мкм), мелкое (до 0,1 мм), среднее (до 1 мм), крупное (до 5 мм) и самородки (более 5 мм или 10 г по

массе). Одним из наиболее крупных является самородок Плита Холтермана (Австралия) массой 285 кг; самый крупный самородок, найденный в России, — Большой Треугольник массой 36,22 кг.

Другие золотосодержащие минералы (их более 15), как правило, не являются промышленными. К ним относятся интерметаллические соединения: электрум AuAg, аурикуприд $AuCu_3$, ауростибит $AuSb_2$, родит Au(Rh, Ir, Pd), кюстелит Ag(Au) и теллуриды — калаверит $AuTe_2$, сильванит (Au, Ag)Te_4, креннерит (Au, Ag)Te_2, петцит Ag_3AuTe_2 и другие.

Типы промышленных месторождений

Наиболее важное промышленное значение имеют следующие типы месторождений: скарновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, метаморфогенные, осадочно-метаморфогенные, месторождения выветривания и россыпные.

Скарновые месторождения

Скарновые месторождения золота отличаются небольшими масштабами. На территории России они известны в Сибири (Ольховское, Чибижек), на Алтае, распространены в Канаде (Никел-Плейт), США (Кейбл, Элекхорн), Афганистане (Заркашан), Мексике (Санта-Фе), Китае (Холдон, Суаин). Наиболее крупными являются месторождения Никел-Плейт и Холдон.

Скарново-золоторудные месторождения залегают в терригенных и вулканогенно-терригенных толщах среди карбонатных горизонтов, прорванных позднеи посторогенными малыми интрузиями от гранитного до габбро-диоритового состава (Некрасов Е. М., 1988). Наиболее благоприятными вмещающими породами являются доломиты, доломитизированные известняки, магнезиально-тальковые сланцы. Строение рудного поля часто определяют разломы, контролирующие размещение наложенного на скарны золотого оруденения. Скарны имеют гранат-пироксеновый состав. В железистых разностях скарнов наблюдается обильная вкрапленность оксидных и сульфидных минералов, в том числе золотосодержащих.

Никел Плейт (Канада, провинция Британская Колумбия) находится на пологом (20°) западном крыле антиклинали в толще известняков и известковистых аргиллитов с горизонтами туфов и кварцитов (рис. 95). Толща пересечена пучком разломов северо-западного простирания с падением на юго-запад. Взбросовые перемещения по ним сопровождались образованием приразломных складок.

В этом сложном тектоническом узле произошло внедрение серии силлов габбро, габбро-диоритов, авгитовых диоритов и образование пологой скарновой залежи. Последняя постепенно переходит в окварцованные, а затем неизмененные известняки.

В скарнах и окварцованных известняках локализуются три группы рудных тел, которые представлены золотосодержащей сульфидной минерализацией. Главное рудное тело (85% запасов) с невысоким содержанием золота представляет собой пологую линзообразную залежь запад-северо-западного простирания, которая разветвляется на флангах. Протяженность залежи в плане 700 м, по падению 300 м при мощности 35 м. Встречается несколько уплощенных трубообразных тел в сводах приразломных складок.

Руды представлены густой вкрапленностью (до 50%) сульфидов, среди которых преобладает арсенопирит, присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит. Содержание золота 13,5 г/т. При эксплуатации месторождения было извлечено 54 т металла.

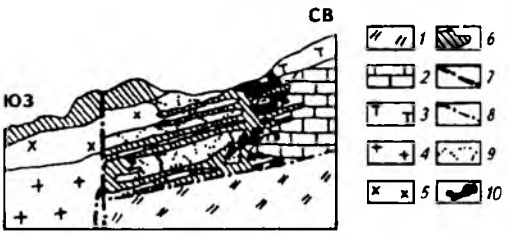


Рис. 95. Разрез месторождения Никел-Плейт (по Д. А. Барру)
1 — аргиллиты с подчиненными туфами, кварцитами и известняками; 2 — известняки; 3 — туфы и туфобрекчии; 4 — гранодиориты; 5 — авгитовые диориты; 6 — габбро и кварцевые габбро; 7 — разломы; 8 — второстепенные разрывы; 9 — скарны; 10 — золоторудные залежи

Ольховское месторождение расположено в Сибири (Восточный Саян). Рудное поле сложено известняками, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами, туффитами нижнего и среднего кембрия. Породы собраны в крупные сжатые складки широтного простирания. Прорваны гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, габбро-диоритами ордовикского возраста, которые образуют Ольховский интрузивный массив и серию даек.

Рудоносные скарны формировались вдоль северного выступа гранитного массива в тектоническом блоке, ограниченном разломами запад-северо-западного простирания (рис. 96). В зоне контакта золоторудные тела имеют форму линз, труб, столбообразных залежей с апофизами (в скарнах и карбонатных породах) или образуют жилы и прожилки (в роговиках и гранитах).

Среди сульфидных руд выделяются пирротиновый, пиритовый и кварц-сульфидный типы. Стадии минерализации: пирротиновая, кварц-пиритовая, золото-полиметаллическая, карбонатная. Вместе с самородным золотом выделялись теллуриды золота, серебра и висмута. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатами. Кроме золота из сульфидных руд из-

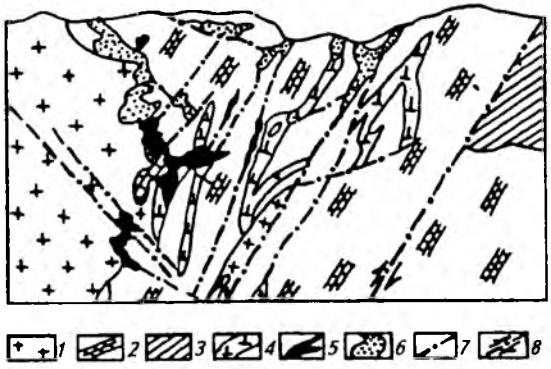


Рис. 96. Схематический разрез центральной части Ольховского месторождения (по А. Хазагарову)
1 — граниты и гранодиориты; 2 — известняки и доломиты; 3 — роговики; 4 — дайки; 5 — сульфидные рудные тела; 6 — окисленные руды; 7 — разрывные нарушения; 8 — направление подвижек

влекалась медь. Золото тонко распылено в сульфидных рудах и жильных минералах в виде неправильных, комковатых, проволочных агрегатов размером 0,05—3 мм. Околорудные изменения представлены березитизацией кислых пород, оквар-цеванием, хлоритизацией, серицитизацией основных пород и серпентинизацией известняков.

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Гидротермальные золоторудные месторождения широко распространены. Большая часть из них относится к средним и мелким по запасам, хотя встречаются и крупные золоторудные объекты.

Гидротермальные месторождения золота характерны практически для всех золотоносных провинций России и СНГ. Наиболее крупные объекты находятся на Северо-Востоке, в Якутии, Забайкалье, Восточном Саяне, на Урале. Известными зарубежными гидротермальными месторождениями с запасами от 500 до 1200 т золота являются Колар (Индия), Кripл-Крик, Сильвертон, Хоумстейк (США), Хемло, Керкленд-Лайк (Канада), Бендиго (Австралия). К весьма крупным относится также месторождение Мурунтау в Узбекистане.

Из рассмотренных геохимических особенностей золота следует, что его гидротермальные месторождения могут быть связаны с разнообразным по составу магматизмом. Наиболее многочисленной является группа месторождений, имеющих парагенетическую связь с малыми интрузиями (дайками, штоками, лакколитами) кислого-среднего состава. Они формируются на завершающих стадиях развития складчатых поясов или на этапах тектоно-магматической активизации древних тектонических зон земной коры. Часто такие месторождения приурочены к очагово-купольным структурам с магматизмом от габбро-диоритового до граносиенитового состава, что характерно, например, для Забайкальской провинции со среднетемпературными золото-сульфидными месторождениями.

По составу руд выделяются следующие главные рудные формации золотых месторождений: золото-кварцевая, золото-сульфидная и золото-кварц-сульфидная.

Процесс гидротермального рудообразования отличается многостадийностью; золотоносными являются обычно средние рудные стадии.

Золото-кварцевая формация

Мурунтау (Узбекистан). Месторождение расположено в верхней части разреза позднепротерозойско-раннепалеозойской толщи осадочно-метаморфических пород, среди тонкопереслаивающихся алевролитов, песчаников и филлитовидных сланцев. В северной части рудного поля находится протяженная (7 км) зона даек плагиогранит-порфиров и сиенит-порфиров широтного простирания.

Месторождение находится в пределах двух складчатых структур — Мурунтауской антиклинали и Южной синклинали, нарушенных Южным, Структурным и Северо-Восточным разломами.

Рудное поле представляет собой рудный штокверк, приуроченный к этому сложному тектоническому узлу. В составе крупного штокверка имеются три главные рудные залежи и ряд более мелких (рис. 97). Залежи состоят из круто- и пологопадающих кварцево-жильных и прожилковых зон. Крутопадающие зоны имеют размеры в раздувах до 15—20 м и характеризуются высоким содержанием золота. Примыкающие к ним пологие согласные со слоистостью зоны отличаются более низким содержанием металла и сложным его распределением.

Рудная минерализация представлена пиритом и арсенопиритом, встречаются сфалерит, галенит, висмутин. Среднее содержание сульфидов — 0,5—1,5%. Жильная минерализация представлена кварцем с небольшим количеством калиевого полевого шпата, биотитом, кальцитом и альбитом.

Золото образует мелкие, частично дисперсные выделения в кварце или в катаклазированных участках сульфидов и встречается в виде коротких прожилков, округлых зерен и дендритов. Примеси — серебро, медь, висмут, свинец, мышьяк.

В пределах всего рудного штокверка развито ороговикование. Рудные зоны внутри штокверка характеризуются кварц-микроклиновыми изменениями вмещающих пород.

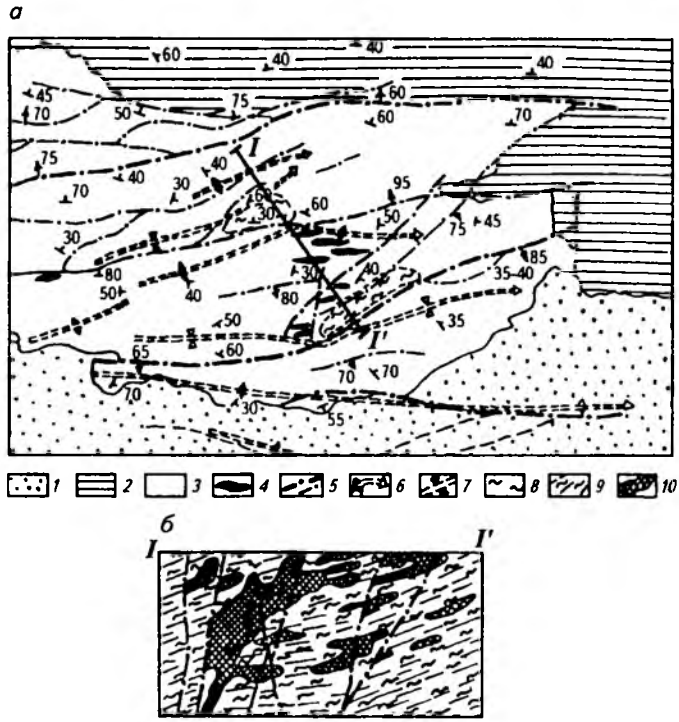


Рис. 97. Геологический план (а) и разрез одного из рудных тел (б) Мурунтауского рудного поля (по А. Т. Бендику и др.)
1 — красноцветные отложения (Cr-Pg) платформенного этажа; 2 — карбонатные породы (D_1-C_2) верхнего яруса геосинклинального этажа; 3 — песчано-сланцевые отложения нижнего яруса геосинклинального этажа; 4 — основные кварц-золоторудные тела («стержневые жилы»); 5 — разрывные нарушения; 6 — направление осей антиклинальных складок; 7 — направление осей синклинальных складок; 8 — зоны интенсивной мелкой складчатости; 9 — песчаники и сланцы рудоносного горизонта; 10 — рудные тела

В первый этап рудообразования формировался жильный кварц, во второй — кварц-сульфидный этап, проявились кварцевая, пирит-арсенопиритовая и пирит-турмалиновая стадии. Третий — золото-полиметаллический этап — включает кварцевую и золото-полиметаллическую стадии.

Золото-кварц-сульфидная формация

Дарасунское месторождение (Восточное Забайкалье). Рудное поле включает три месторождения — Дарасунское, Теремкинское и Талатуйское. Они формировались в пределах единой крупной очагово-купольной структуры длительного развития (палеозой — мезозой). Центральную часть площади занимают породы габбродиорит-амфиболитового комплекса (протерозой — ранний палеозой), которые были интенсивно гранитизированы в палеозойское время. Массив этих пород составляет структурную основу очагово-купольной постройки (рис. 98). По периферии распространены диориты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты и аплиты палеозойского и протерозойского возраста. Отдельные массивы сложены породами пермотриасового возраста: сиенитами, сиенито-диоритами, граносиенитами (гранит-сиенитовый комплекс) и диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами (гранит-гранодиоритовый комплекс).

Обособленную группу составляют средне-верхнеюрские вулкано-плутонические породы: плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, полевошпатовые порфиры, трахириолиты, дациты, андезиты, их кластолавы и брекчии. Породы этого комплекса распространены в пределах всего рудного поля в виде небольших субвулканических, экструзивных и дайковых тел. Ими также сложены сохранившиеся от эрозии жерловые постройки и связанные с ними лавовые поля (на севере и северо-востоке площади). Ж. В. Семинский, С. П. Летунов и С. А. Рябых выделили в рудном поле Талатуйскую, Теремкинскую, Дарасунскую, Соколанскую и Ямнинскую локальные вулканокупольные постройки средне-верхнеюрского возраста. К трем из них приурочены одноименные месторождения золота.

Рудное поле вытянуто на северо-запад, вдоль регионального Дарасунского разлома, и расширяется в узле пересечения его с Жарча-Восходнинской зоной разломов северо-восточного простирания.

Дарасунское месторождение, выявленное в этом рудном поле еще в конце XIX в., расположено в юго-восточной части площади, в пределах одноименной вулканокупольной кольцевой постройки юрского возраста. Центром ее является субвулканическая интрузия

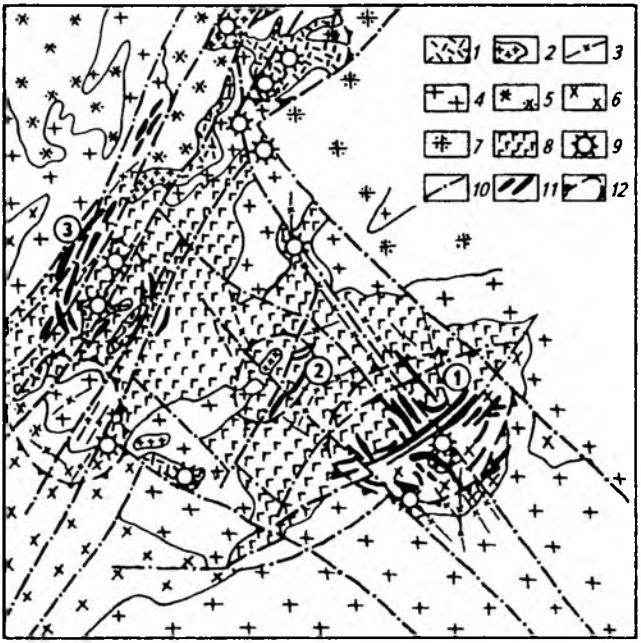


Рис. 98. Схематическая геологическая карта Дарасунского рудного поля (по Ж. В. Семинскому и С. П. Летунову)
1–3 — средне-верхнеюрский вулканоплутонический комплекс: 1 — лавы и туфы риолитов, риодацитов, андезито-дацитов, 2 — плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, 3 — дайки того же состава; 4, 5 — пермо-триасовый интрузивный комплекс: 4 — граниты, гранодиориты, граносиениты, 5 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 6 — комплекс палеозойских диоритов; 7 — комплекс протерозойских гранитоидов; 8 — протерозойский базитовый комплекс (габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты); 9 — жерловины, некки; 10 — разломы; 11 — рудные жилы и зоны; 12 — контуры кольцевых вулканических структур. Месторождения (цифры в кружках): 1 — Дарасунское, 2 — Теремкинское, 3 — Талатуйское

плагиогранит-порфиров, имеющая дайкообразные апофизы, вытянутые вдоль разломов северо-западной ориентировки. Общая купольная структура осложнена локальными постройками с дайковыми и изометричными телами эксплозивных брекчий и разбита разломами.

На площади 5х3 км здесь выявлено более 250 кварц-сульфидных жил. Наиболее протяженными являются радиальные и секущие жилы северо-восточного (Ново-

Кузнецовская, Главная, Свинцовая) и северо-западного простирания. Другая группа жил формировалась в концентрических или конических разломах. Жилы характеризуются наличием пережимов и состоят из системы соединяющихся линз. Часто они пересекаются и изгибаются по простиранию и падению. Внутреннее строение жил характеризуется концентрацией золота в пределах рудных столбов и гнезд (рис. 99), которые вытянуты по простиранию жил вблизи поверхности.

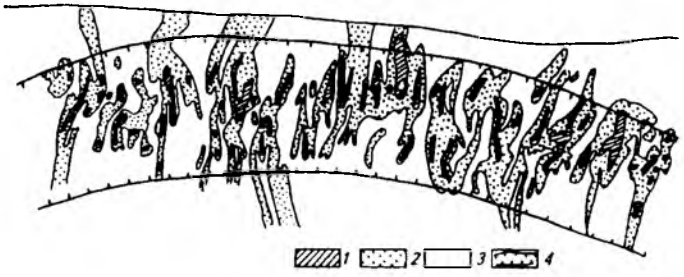


Рис. 99. Рудные столбы жилы Главной проекции на вертикальную плоскость Дарасунского месторождения (по Д. А. Тимофеевскому)
1–3 — содержания золота: 1 — максимальные, 2 — средние, 3 — минимальные; 4 — зона концентрации золотого оруденения

Талатуйское месторождение представлено системой жильных зон и жил. Наиболее крупные из них локализуются в западной краевой части вулканокупольной постройки вдоль зоны северо-западного разлома. Рудные зоны представляют собой серию кулисообразно расположенных линз, сужающихся или расширяющихся к низу. Золото здесь локализуется в кварц-сульфидных прожилках, пронизывающих кварц-турмалин-сульфидный субстрат рудных зон.

Самородное золото и его теллуриды локализуются в халькопирите, блеклых рудах, арсенопирите, кварце. Преобладает изометричная и неправильная форма золотин размером 0,1 – 0,15 мм. Пробность золота — 890 – 900. Наиболее богатые золотом участки жил, сложенные арсенопирит-пиритовыми рудами с галенитом, висмутином и халькопиритом. Среднее содержание золота — 10 – 20 г/т.

Кварц-золото-сульфидные жилы формировались в основном в три этапа. Высокотемпературный дозолоторудный кварц-турмалиновый этап проявился с разной интенсивностью в пределах всего рудного поля, но особенно на Талатуйском месторождении. В течение этого этапа кроме кварца и турмалина выделялись рутил и пирит. Высоко-среднетемпературный этап разделяется на две стадии. Первая — кварц-пирит-арсенопиритовая (стадия ранних сульфидов) — характеризуется отложением пирита, арсенопирита, пирротина и халькопирита. Во вторую стадию этого этапа — золото-полиметаллическую выделялись золото и серебро (в самородном виде и в виде теллуридов), халькопирит, блеклые руды, сфалерит, арсенопирит и галенит. Послерудным является низкотемпературный кварц, кальцит, а также пирит, ковеллин, борнит, марказит, гипс и молыгорскит.

Пострудными являются низкотемпературный кварц-карбонатный этап и этап гипергенной минерализации.

Околорудные изменения — березитизация, хлоритизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, турмалинизация — проявлены вдоль кварц-сульфидных жил и вблизи тел эксплозивных брекчий.

Месторождение Колар (Индия) находится в пределах узкого (4,5—6,5 км) пояса метавулканитов, протягивающегося в субмеридиональном направлении на 80 км (рис. 100). Рудовмещающая толща сложена гнейсами, рассланцованными амфиболитами, железистыми кварцитами, графитизированными и массивными амфиболитами докембрийского возраста. На севере и юге территории обнажаются граниты.

Пояс представляет собой глубокопроникающую синклинальную складку, центральную часть которой занимают в основном амфиболиты. Складка разбита кососекущими разломами, вдоль которых развиваются наложенные более мелкие складки (Некрасов Е. М., 1988).

Золото концентрируется в пределах жил и жильных зон, локализующихся вдоль лежачего бока разлома Майсур, который имеет главное рудоконтролирующее значение. Всего установлено 26 таких рудных зон, но 3/4 добытого металла приходится на жильную зону

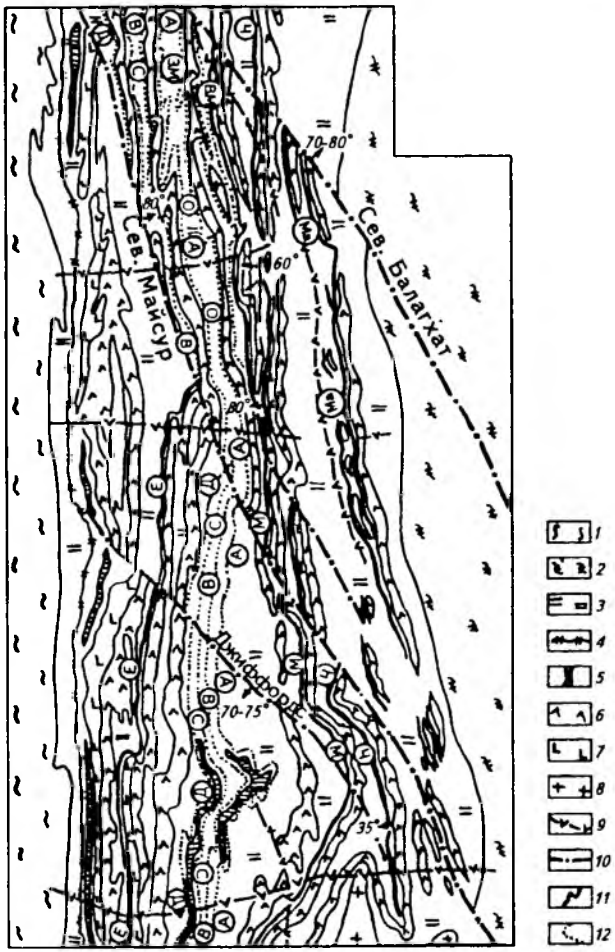


Рис. 100. Геологическая схема золоторудного поля Колар (по С. Нарайнасвами, Б. К. Драва Рао и др.)
1 — гнейсы Пенинсула; 2 — гнейсы Чемпион; 3 — рассланцованные амфиболиты; 4 — железистые кварциты; 5 — графитизированные и сульфидизированные амфиболиты; 6 — зернистые и массивные амфиболиты; 7 — «волокнистые» амфиболиты; 8 — граниты; 9 — послерудные долериты; 10 — дорудные разломы; 11 — золоторудные жильные зоны, кварцевые; 12 — золоторудные жильные зоны, сульфидно-кварцевые.
Золоторудные жильные зоны: Ч — Чемпион, М — Манди, Ма — Маскум, О — Ориенталь, ЗМ и ВМ — Западный и Восточный Мак-Тэггарт, зоны А, В, С, Д, Е

Чемпион. Она имеет согласное со слоистостью или более крутое падение (около 60°). Отдельные жилы и жильные зоны протягиваются с перерывами на 20 км при мощности 1 — 8 м. Промышленные руды в них проявлены только между разломами Майсур и Балагхат. Оруденение концентрируется в рудных столбах, количество которых уменьшается с глубиной (рис. 101). По форме это линзы, жилы, тела неправильной конфигурации мощностью до 1,2 м. В зонах рассланцевания и мелкой складчатости линейные жильные тела рудных зон трансформируются в согласные со складчатостью седловидные жилы.

Установлены две минеральные разновидности руд: золото-сульфидно-кварцевая (в центре рудного поля) с количеством сульфидов до 10% и средним содержанием золота 4 — 6 г/т; золото-кварцевая (в восточной части) с количеством сульфидов до 1% и содержанием золота 10 — 15 г/т. Наиболее широко распространены рудные минералы пирротин и арсенопирит, главным жильным минералом является кварц. Кроме того, встречаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, шеелит, а также диопсид, тремолит, эпидот.

Золото имеет высокую пробу — 900. Оно находится в срастании с теллуридами (калаверит, гессит, алтаит). Зона околорудных изменений имеет мощность от не-

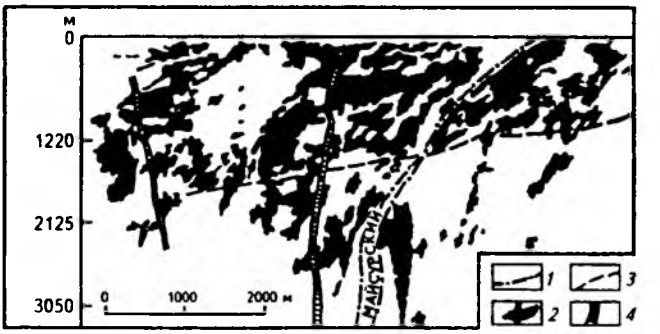


Рис. 101. Продольная проекция жильной зоны Чемпион (по С. Нарайянасвами и др.)
1 — дорудные разломы; 2 — золоторудные столбы; 3 — граница размещения полого- и крутосклоняющихся рудных столбов; 4 — дайки

скольких сантиметров до 15 м и характеризуется зональным строением. От контакта к периферии наблюдается: оторочка диопсида, зона амфиболов и эпидотов, широкая зона кварц-биотитовых метасоматитов.

Генезис месторождения является дискуссионным, так как при формировании рудных тел, особенно на ранних этапах, большую роль могли играть процессы метаморфизма.

Золото на месторождении начали добывать 1000 лет до н. э. из окисленных руд. Подземная добыча ведется с 1880 г., всего получено около 850 т золота. Глубина шахтных выработок достигла 3500 м.

Березовское месторождение (Урал) сложено вулканогенно-осадочной толщей верхнего карбона-нижнего девона, которая окружена гранитоидами. Преобладают переслаивающиеся кремнисто-глинистые и кремнисто-углистые сланцы, туффиты, филлиты, туфопесчаники, туфобрекчии (березовская свита) и диабазы, порфириты и их туфы (адуйская свита). Они слагают Березовскую синклиналь, осложненную изоклинальными складками. В слоистой толще залегают силлы и лакколиты серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Многочисленные дайки сложены плагиогранит-порфирами, лампрофирами, гранодиорит-порфирами, плагиосиенит-порфирами. Пучки даек имеют близмеридиональное и близширотное простирание. Распространены разрывные нарушения — надвиги и сдвиго-сбросы.

Золоторудные жилы приурочены к крутопадающим дайкам широтного простирания. Это лестничные жилы, которые преимущественно развиваются в гранит-порфирах и плагиогранит-порфирах («полосовые» жилы). Часть жил залегает среди серпентинитов, габбро, диабазов и туфов («красичные» жилы).

Жилы сложены кварцем нескольких генераций, присутствуют доломит, анкерит, кальцит. Рудные минералы (2—10%) — пирит, тетраэдрит, шеелит, айкинит, галенит, халькопирит. Золото мелкое пылевидное ассоциирует с кварц-пиритовым или тетраэдрит-галенит-айкинитовым типами руд, распределено неравномерно, преимущественно в местах скопления сульфидов. Пробность золота — 800—930. Околорудные изменения: лиственитизация гипербазитов и осадоч-

но-вулканогенных пород, березитизация жильных гранитоидов и сульфидизация. Мощность околожильных ореолов — 0,1 — 1,5 м.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

К этой группе относятся месторождения вулканических поясов, связанные с вулканитами дацит-андезит-риолитового ряда. Обычно это близповерхностные золото-серебряные, золото-теллуридные и золотые руды, локализующиеся в вулканических постройках (палеокальдерах, вулканокупольных структурах). Такие месторождения встречаются в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, в вулканических постройках Скалистых гор (США). Это обычно низкотемпературные месторождения со сложным составом руд и значительными концентрациями серебра.

Наконец, золотосодержащие колчеданные и полиметаллические (реже собственно золотые) месторождения гидротермального генезиса ассоциируют с базальтоидными вулкано-плутоническими комплексами (Урал). Встречаются также месторождения золота, связанные со щелочными и субщелочными интрузиями (Центральный Алдан).

Основные рудные формации месторождений этого типа — золото-кварц-халцедон-сульфидная, золото-серебро-кварц-адуляровая, золото-сульфидная и другие.

Продуктивными являются докембрийская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская эпохи. На территории России наиболее распространены гидротермальные месторождения золота двух эпох — герцинской (Урал, Алтай) и киммерийской (Забайкалье, Северо-восток, Якутия, Дальний Восток).

Золото-кварц-халцедон-сульфидная формация

Сильвертон-Теллурид (США) — это рудное поле, которое состоит из нескольких месторождений. По данным Ж.-Ж. Баше (Некрасов Е. М., 1988), в период с 1873 по 1977 г. здесь было добыто 245 т золота.

Рудное поле сложено позднемезозойскими вулканическими толщами — лавами и пирокластами дацит-риолитовой и латит-риолитовой формаций; преобладают пепловые туфы кислого состава. Они прорваны гипабиссальными телами риолитов, латит-порфиров и трубооб-

разными телами эруптивных брекчий (рис. 102). В южной части обнажаются породы древнего фундамента — граниты, кристаллические сланцы, гнейсы докембрия.

Характерная особенность рудного поля — приуроченность месторождений к кальдере Сильвертон

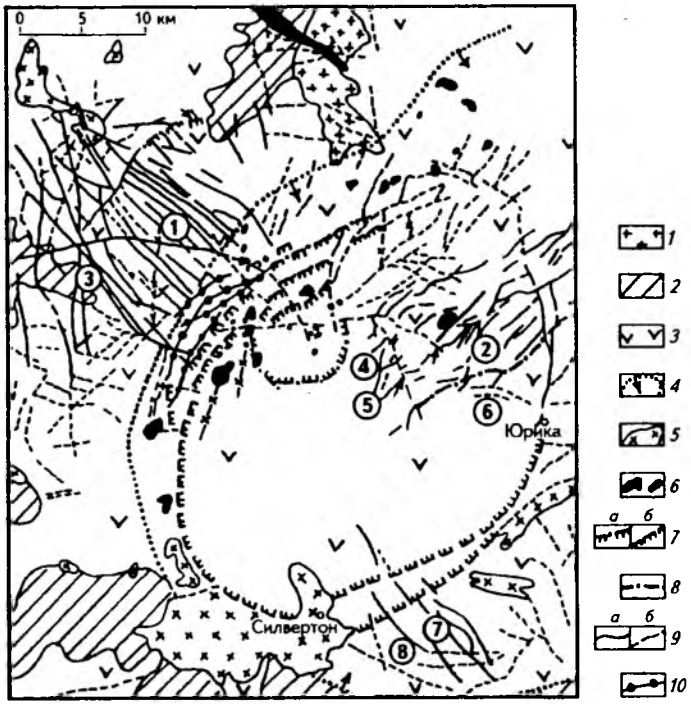


Рис. 102. Рудное поле Сильвертон-Теллурид
1 — граниты; 2 — древние кристаллические породы; 3 — молодые лавы и пирокласты андезитовой, дацит-риолитовой и кварц-латитовой формаций; 4 — граница распространения вулканитов кварц-латит-риолитовой формации; 5 — субвулканические тела риолитов; 6 — штоки и дайки кварцевых порфиров; 7 — прослеженные (а) и предполагаемые (б) кольцевые разломы; 8 — некоторые рудоконтролирующие радиальные разломы; 9 — главные (а) и второстепенные (б) радиальные золоторудные жилы и разрывы; 10 — кольцевые разломы с трубообразными золоторудными телами. Месторождения (цифры в кружках): 1 — Кемп-Берд, 2 — Саннисайд, 3 — Идорадо, 4 — Голд Кинг, 5 — Американ-Тиннел, 6 — Терри-Таннел, 7 — Шенандо, 8 — Сильвер-Пик

и грабену Юрика, который расположен в северо-восточной части этой кальдеры. В пределах кальдеры и в ее ближайшем обрамлении выявлено восемь месторождений. Наиболее крупные из них — Саннисайд, Кемп-Берд и Идорадо — локализуются в краевых кальдерных и «закальдерных» разломах.

Месторождение Саннисайд приурочено к пучку радиальных разломов, пересекающих кольцевой сброс Росс Бейсин. Рудные жилы образовались в сколовых разломах северо-восточного простирания. Они имеют резкие изгибы, разветвления, участками переходят в прожилки и штокверки (рис. 103). Наиболее крупная жила месторождения протяженностью 3 км сопровождается множеством апофиз широтного направления.

Жилы месторождений **Идорадо** и **Кемп-Берд** имеют северо-западное простирание на 1—3 км при мощности 1—2 м, в раздувах — до 15 м.

Минеральный состав руд характеризуется преобладанием пирита, сфалерита и галенита, распространены халькопирит, борнит (15—20% сульфидов). Поздние минералы — родохрозит, анкерит, кальцит, флюорит. Золото находится в кварце вместе с петцитом и калаверитом; размер золотин 10—50 мкм, в трещинах — до 1 мм. Носителем золота является также сфалерит. Все месторождения рассматриваемого рудного поля характеризуются высоким содержанием золота (до 50 г/т) и серебра. Отношение Au:Ag составляет от

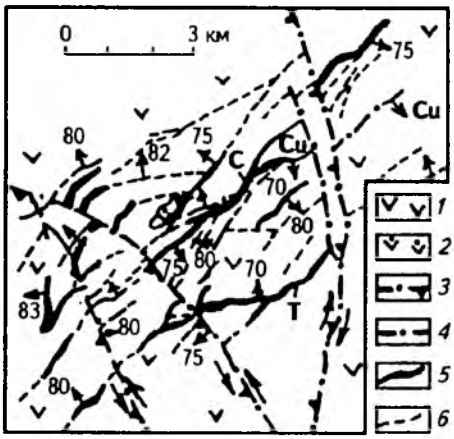


Рис. 103. Схема месторождения Саннисайд (по У. С. Бербанку и Р. Дж. Людке)
1 — вулканиты; 2 — шток риолитов; 3 — разломы кольцевой системы, рудоконтролирующие; 4 — прочие разломы; 5 — золоторудные жилы; 6 — жилы и фланги жил с бедными рудами. Жилы: С — Саннисайд, Си — Синнемон, Т — Толтек

1:125 до 1:10. В рудных телах развиты сереброносные блеклые руды, сульфосоли серебра, прустит, аргентит.

Балей (Восточное Забайкалье) — это рудное поле, включающее Балейское и Тасеевское месторождения. Они локализуются в пределах Балейского грабена, который формировался как компенсационная вулканотектоническая структура в связи с мезозойскими вулканическими процессами. Фундаментом рудоносного грабена являются палеозойские гранитоиды, перекрытые в южной и восточной частях порфиритами и туфами средней-верхней юры. Породы фундамента прорваны штоками и дайками диоритовых порфиритов.

Балейский грабен сложен раннемеловыми породами конгломератовой (нижней) и песчано-конгломератовой (верхней) свит общей мощностью 650 м. Они прорваны отдельными дайкообразными телами вулканических брекчий и окварцованных туфов. Верхнебалейская свита имеет более сложное строение, обусловленное чередованием слоев и линз конгломератов, гравелитов и песчаников. Разломы северо-западного простирания разделяют грабен на три блока. Центральный блок, наиболее раздробленный разрывами, вмещает промышленное золотое оруденение (рис. 104). Оно контролируется субмеридиональной зоной разломов, которая проходит в центральной части грабена.

Балейское месторождение находится вблизи северного борта грабена. Рудные тела представляют собой маломощные (0,1 — 0,2 м) короткие жилы, которые контролируются системой близширотных преимущественно пологих зон дробления. Оруденение встречается и в прилегающих к грабену гранитоидах.

Тасеевское месторождение, расположенное у южного борта грабена, отличается приуроченностью жил и жильных зон к протяженным крутопадающим сбросам северо-восточного простирания, пересекающим всю раннемеловую толщу (рис. 105). В породах верхней свиты эти «стволовые» рудные зоны сопровождаются сериями мелких коротких крутых и пологих жил. Слепые крутопадающие кварцевые жилы прослеживаются на 500 — 1500 м при мощности 1 — 2 м, в раздувах — 3 — 4 м.

В. И. Лозовский, С. С. Максимов и В. Г. Хомич выявили субгоризонтальную зону локализации золотого

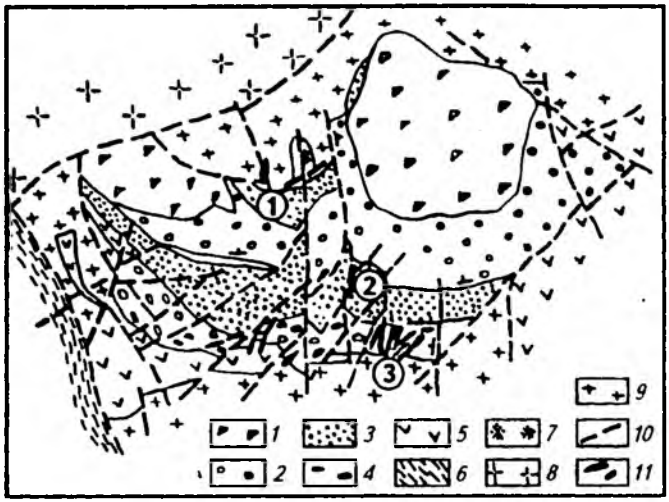


Рис. 104. Структурная схема Балейского рудного поля (по В. Г. Хомичу и др.)

1 — конгломераты каменской свиты (K_1); 2–4 — раннемеловые отложения балейской свиты: 2 — конгломерато-песчаниковые, 3 — преимущественно песчаниковые, 4 — конгломератовые; 5 — эффузивные породы шадоронской серии (J_{2-3}); 6 — кристаллические сланцы (PR); 7 — диориты (J_3); 8 — граниты борщевочного комплекса (Mz); 9 — гранодиориты, диориты ундинского комплекса (Pz); 10 — разрывные нарушения; 11 — золоторудные тела. Месторождения (цифры в кружках): 1 — Балейское, 2 — Тасеевское, 3 — Нижне-Кокуйское

оруденения, которая охватывает верхнюю свиту Балейского грабена и включает кварцевые жилы, жильные зоны и рудные столбы. Золото характеризуется неравномерным распределением и встречается как в самих кварцевых жилах, так и в межжильном пространстве в виде прожилковой минерализации.

Рудные жилы имеют часто симметрично-зональное строение, обусловленное чередованием полос кварца и халцедона различного цвета и плотности. В жильной массе встречаются также адуляр, каолинит, карбонаты. Сульфиды (до 0,5%) представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом. Золото тонкодисперсное, отличается высокой серебристостью и примесью сурьмы, ртути, селена и теллура. Пробность золота — 650–750. Золоту постоянно сопутствует пираргирит,

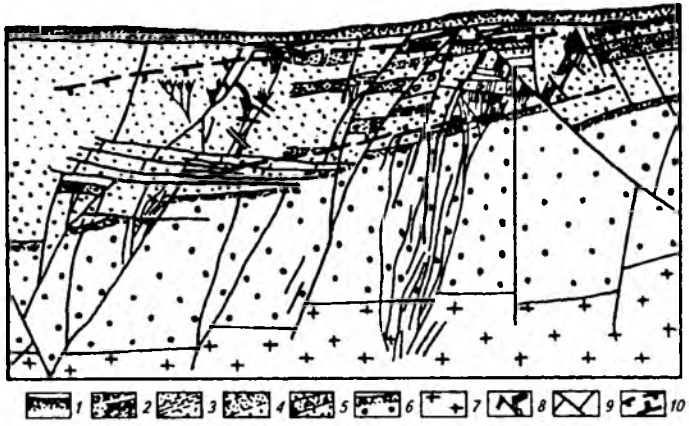


Рис. 105. Схематический геологический разрез кварцево-жильных зон Тасеевского месторождения (по С. С. Максимову, Ж. В. Семинскому, В. А. Филонюку, А. Л. Черных, 1987)
1 — четвертичные отложения; 2–5 — песчаники, алевролиты, конгломераты, вулканомиктовые конгломераты и гравелиты верхнебалейской свиты с прослоями: 3 — алевролитов, 4 — песчаников, 5 — конгломератов; 6 — конгломераты с прослоями песчаников нижнебалейской свиты; 7 — гранитоиды ундинского комплекса; 8 — кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны; 9 — разрывные нарушения; 10 — зона повышенной рудоносности

а также блеклые руды. Гидротермальные изменения пород выразились в последовательных процессах серицитизации, окварцевания, адуляризации, каолинизации и карбонатизации. Золото выделялось в одну из заключительных стадий гидротермального процесса при температурах 150—270 °С на глубинах 200—150 м.

Золото-серебро-кварц-адуляровая формация

Карамкен (Северо-Восток). Месторождение находится в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и приурочено к вулкано-тектонической структуре кальдерного типа. В основании разреза — нижнемеловая толща конгломератов, песчаников и алевролитов (мощностью 400 м). Выше залегает верхнемеловой вулкано-плутонический комплекс с миндалекаменными андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами в основании и толщей риолитов, риолито-дацитов и их

туфов в верхней части. Они прорваны гипабиссальными и субвулканическими телами гранодиорит- и плагиогранит-порфиров, андезитов, риолитов и насыщены мелкими экструзивными телами. Наиболее молодыми являются породы андезито-базальтов и туфов (палеоген)[1].

Разрывная тектоника представлена полукольцевыми и радиальными разломами кальдерной стадии развития и более молодыми разрывами северо-западного направления с оперяющими и близширотными трещинами. Один из таких разломов и контролирует рудное поле. В его пределах оруденение концентрируется на нескольких участках: на контакте интрузии плагиогранит-порфиров в зоне субширотного разлома; среди гидротермально измененных риолитов и риолито-дацитов в трещинах северо-восточного простирания.

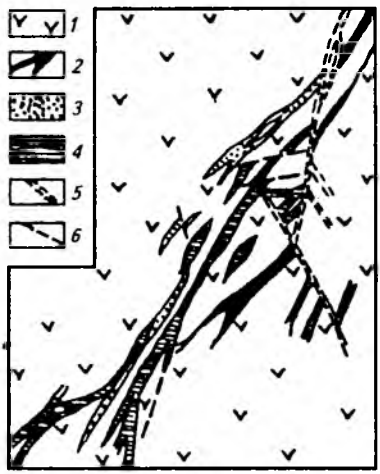


Рис. 106. Жилы месторождения Карамкен (по М. Бородаевской и И. Рожкову)

1 — гидротермально измененные андезиты; 2–4 — жилы: 2 — адуляровой (продуктивной) стадии, 3 — второй кварц-карбонатной, 4 — третьей кварц-карбонатной; 5, 6 — сбросы: 5 — интрарудные, 6 — пострудные

Рудные тела представляют собой жилы мощностью до 1 — 3 м, которые концентрируются в виде пучков (рис. 106) в сколовых нарушениях. Характерной особенностью рудного поля является интенсивный метасоматоз, охватывающий большую часть площади. Он выразился в пропилитизации, кварц-гидрослюдистых, кварц-адуляровых, кварц-каолинитовых и кварц-алунитовых изменениях вулканитов.

[1] По ГОСТу 1997 г. андезито-базальты именуются андезибазальтами.

Рудные жилы имеют кварцевый, кварц-адуляровый и карбонатно-кварцевый состав с содержанием кварца 50—90% и адуляра до 25%. Рудные минералы (1—2% жильной массы) — пирит, халькопирит, сфаленит, галенит, марказит, теннантит, сульфосоли серебра, пираргирит, прустит, электрум, золото, серебро. Золото неправильной комковидной, пластинчатой формы пробностью 500—600 встречается в виде субмикроскопических (до 0,02 мм) выделений. Оно отлагалось после гидрослюдисто-кварцевой и карбонатно-кварцевой стадий в составе продуктивного кварц-адулярового комплекса с халькопиритом, пиритом, аргентитом, канфильдитом и серебром. Процесс завершился кварц-карбонатной стадией, в которую выделились только киноварь и антимонит. Запасы месторождения — 40 т.

Золото-сульфидная (золото-полиметаллическая и золото-колчеданная) формация

Ново-Широкинское (Восточное Забайкалье) золото-полиметаллическое месторождение вместе с Кочковским золотым и Лучиинским полиметаллическим входит в состав Широкинского рудного поля. Рудное поле находится в пределах вулкано-тектонической впадины, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль Урюмской зоны разломов.

Фундамент и обрамление впадины сложены кембрийскими и нижне-среднеюрскими осадочными породами (сланцы, песчаники, алевролиты, конгломераты). Впадина выполнена эффузивно-осадочной толщей верхней юры (рис. 107). В основании разреза залегают туфы, туфопесчаники, туфобрекчии и плагио-клазовые андезитовые порфириты (мощностью 600—800 м). В центре впадины они перекрываются пироксен-плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами (400—700 м) второй фазы вулканизма. Встречающиеся повсеместно тела лавобрекчий и кластолав слагают жерловые и околожерловые фации.

Эффузивно-пирокластическая толща прорвана малыми интрузивами и дайками комагматичных пород (гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, лампрофиры).

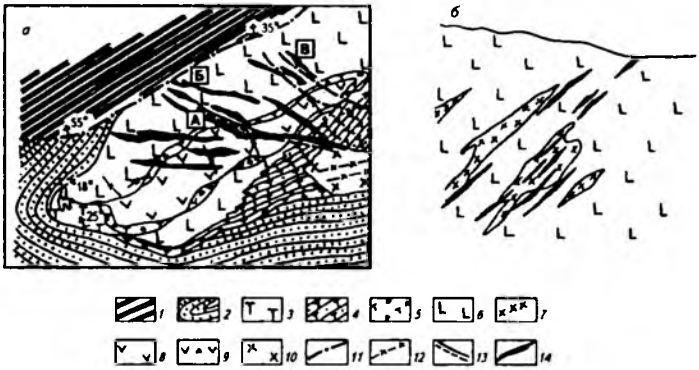


Рис. 107. Схематическая геологическая карта (а) Широкинского рудного поля и геологический разрез (б) центральной части месторождения (по М. Р. Дудину и др.)
1–2 — породы домезозойского фундамента: 1 — кварцево-слюдистые песчаники и алевролиты, 2 — глинистые сланцы, песчаники, конгломераты; 3–6 — нижняя свита мезозоя: 3 — туфы, 4 — туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 — туфобрекчии, 6 — тагиоклазовые и амфибол-биотит-тагиоклазовые порфириты; 7–9 — верхняя свита: 7 — диоритовые порфириты, 8 — пироксен-плагиоклазовые порфириты, 9 — лавобрекчии; 10 — послеверхнеюрские гранитоиды; 11 — тектонические зоны; 12 — дайкигранит-порфиров и лампрофиров; 13 — Широкинская зона разломов; 14 — рудные зоны (А — Широкинские, Б — Рыбаковские и Кочковские, В — Калнаровские) и тела

Разрывные нарушения относятся к продольным (северо-восточные) и поперечным (северо-западные) системам.

Разломы северо-западного простирания являются рудовмещающими. Это взбросы и сбросо-сдвиги протяженностью до 6 км, которые сопровождаются зонами дробления и гидротермальных изменений. Они веерообразно расходятся от интрузивного массива гранодиоритов в северо-западном направлении.

Ново-Широкинское месторождение приурочено к зоне Широкинского разлома, имеющей в эффузивах мощность до 180 м. В этой зоне локализуются жилообразные рудные тела, которые сопровождаются серией субпараллельных маломощных жил и прожилков. Рудные тела имеют нечеткие контакты, падение к юго-за-

паду под углом 52—88°. Характерно кулисообразное расположение рудных жил.

Выделяется три типа руд: колчеданные, кварцево-полиметаллические и карбонатно-полиметаллические. Они отвечают отдельным стадиям рудного процесса и сменяются в указанной последовательности по простиранию рудной зоны с юго-востока на северо-запад. Главные минералы дорудного этапа — кварц, серицит, хлорит, кальцит, пирит, турмалин и рутил. Рудный гидротермальный этап разделяется на следующие стадии: турмалин-кварцевую с пиритом и сульфидами, колчеданную (кварц, пирит, блеклые руды, халькопирит, галенит), кварц-полиметаллическую (кварц, пирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, халькопирит), карбонатно-полиметаллическую (кварц, доломит, сфалерит, галенит, блеклые руды, марказит, буланжерит, барит), карбонатную (доломит) и халцедон-пиритовую.

Золото характерно для колчеданного (пиритового, халькопирит-пиритового) типа руд. Оно выделялось в колчеданную и кварц-полиметаллическую стадии; образует зерна неправильной, изометричной, удлиненно-пластинчатой форм в ассоциации с сульфидами или отдельно от них в жильных минералах.

Основная масса руд представлена агрегатом сульфидов в срастании с жильными минералами или вмещающей породой. Широко развиты кокардовые, брекчиевые, метаколлоидные и крустификационно-полосчатые текстуры руд. Околорудные изменения — окварцевание, доломитизация и пиритизация.

Баймакский рудный район (Южный Урал) представлен золотосодержащими колчеданно-полиметаллическими месторождениями, которые отрабатывались старателями еще в конце XIX в. Объектом добычи служили обогащенные золотом окисные руды, запасы которых постепенно истощались. В 20—30-е годы XX в. велась разработка близповерхностных золото-баритовых жил, а затем — прожилково-вкрапленных сульфидных руд. Площадь района сложена силурийскими вулканогенными породами и многочисленными прорывающими их субвулканическими и гипабиссальными интрузивами, которые перекрыты вулканогенно-осадочной толщей девонского возраста.

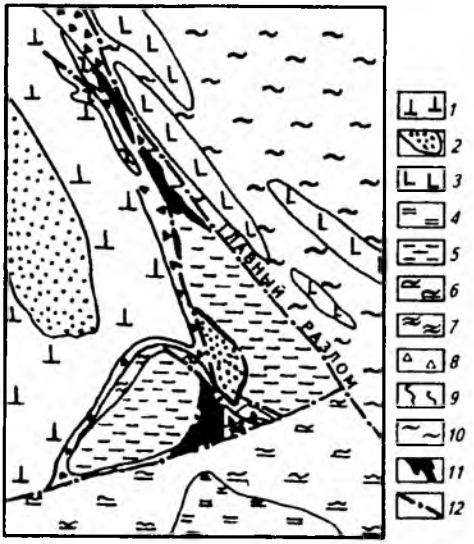


Рис. 108. Погоризонтный план месторождения Бакр-Тау (по П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилову, И. Б. Серавкину) 1 — субвулканические риолито-дацитовые порфиры (мегафиры); 2 — осадочно-пирокластические породы; 3 — эффузивы основного состава; 4–8 — метасоматиты, развившиеся по мегафирам: 4 — серицит-кварцевые породы, 5 — вторичные кварциты; 6 — хлорит-серицит-кварцевые породы, 7 — хлоритовые и карбонатно-хлоритовые породы, 8 — серицит-хлорит-кварцевые породы с карбонатом; 9 — рассланцованные серицит-хлорит-кварцевые породы, развившиеся по основным породам в зоне Главного разлома; 10 — серицит-хлорит-кварцевые породы по основным эффузивам; 11 — рудные тела; 12 — разрывные нарушения

Месторождение Бакр-Тау (по данным И. Б. Серавкина и М. А. Исмагилова) находится в поле вулканических пород, которое сложено (снизу вверх) кварцевыми риолитовыми порфирами (экструзивное тело мощностью 200 м), горизонтом слоистых туфов кислого состава (40—50), андезито-базальтовыми порфиритами (100), горизонтом яшмовидных туфов (100) и вулканическими брекчиями. Эти породы прорваны экструзивными субвулканическими телами риодацитового состава (рис. 108).

Оруденение локализуется в узле пересечения разломов близмеридионального и северо-западного простирания и образует три рудные залежи. Они имеют вытянутую жилообразную или неправильную форму и залегают в зоне разлома на контакте кислых и основных эффузивов (см. рис. 108).

Месторождение Майское приурочено к вулкано-тектонической постройке, в которой экструзивное тело диабазов и дацитовых порфиритов окружено потоками андезито-базальтовых порфиритов и дацитов. Рудные тела находятся в зоне Главного разлома, имеющего северо-западное простирание. Они локализуются на пересечении этого разлома с кровлей межпластовой субвулканической интрузии риолито-дацитов (рис. 109). Рудные тела имеют сложную неправильную форму. Их верхние части залегают полого вдоль контакта интрузива, ниже они переходят в крутопадающие линзы, которые контролируются разрывными нарушениями в теле интрузива.

В рудах Баймакского района обнаружено около 40 минералов, из них 30 рудных. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, борнит, золото. Жильная минерализация представлена кварцем, баритом, хлоритом, серицитом, кальцитом, альбитом, цеолитами. От других колчеданных месторождений рассматриваемые объекты отличаются присутствием минералов бария, золота и серебра.

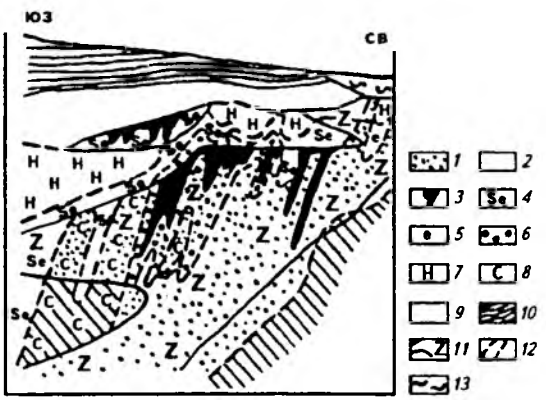


Рис. 109. Разрез зоны метасоматоза и оруденения на Майском месторождении (по П. Ф. Сопко и др.)
1 — серицит-кварцевые метасоматиты; 2 — серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 3 — рудные тела; 4–8 — частичные гидротермальные изменения: 4 — серицитизация, 5 — эпидотизация, 6 — баритизация, 7 — гематитизация, 8 — карбонатизация; 9 — эффузивные и пирокластические породы баймак-бурибаевской свиты; 10 — осадочно-пирокластические породы ирендыкской свиты; 11 — субвулканическое тело риолито-дацитовых порфиров; 12 — границы метасоматических зон; 13 — рыхлые отложения

Золотосодержащими являются следующие типы руд: халькопирит-пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, сфалеритовый, халькопирит-галенит-сфалеритовый, баритовый. Руды прожилково-вкрапленные или сплошные. В размещении выделенных типов руд наблюдается следующая вертикальная зональность (сверху вниз): руды баритовые, барит-сфалеритовые, пирит-халькопирит-сфалеритовые, пиритовые.

Золото ассоциирует с баритом, галенитом и сфалеритом. Золотины встречаются в сростках с сульфидами или как включения в сфалерите, пирите и халькопирите. Размеры золотин достигают 0,4 мм. Отношение Au:Ag составляет в среднем 0,5 – 1,5.

Широко развиты ореолы околорудных метасоматитов, которые представлены серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми, карбонат-серицит-кварцевыми, карбонат-хлоритными и другими породами.

Метаморфогенные месторождения

К этой генетической группе относятся многие крупные месторождения золота, известные в различных районах земного шара. Месторождения, связанные с процессами метаморфизма, отчетливо разделяются на два генетических типа: флюидно-метаморфогенные и осадочно-метаморфогенные.

- Месторождения первого типа приурочены к областям метаморфизма и динамометаморфизма с интенсивным проявлением флюидных гидротермальных процессов. Флюидные системы, формирующие промышленное оруденение, имеют глубинное происхождение и часто являются золотоносными.

Ко второму типу относятся метаморфизованные месторождения с первично осадочным накоплением золота и последующим его перераспределением в процессе метаморфизма.

Флюидно-метаморфогенные месторождения

Эти месторождения составляют одну из наиболее важных промышленных групп. Они, как правило, содержат значительные запасы золота и имеют широкое распространение. К ним относятся месторождения США (Хоумстейк, Джуно), Бразилии (Морру Велью), Австралии (Калгурли). Из месторождений России следует на-

звать Сухой Лог, Советское, Зун-Холбинское (Восточная Сибирь), Дуэт-Бриндакитский рудный узел (Якутия).

Основные особенности таких месторождений — приуроченость к зонам метаморфизма в зеленокаменных поясах или древних прогибах; залегание среди метаморфических песчано-сланцевых, зеленокаменных или черносланцевых толщ в виде согласных или согласно секущих тел, контролируемых зонами рассланцевания и элементами складчатых структур (замковые части складок, мульды, флексуры, зоны наложенной складчатости); приуроченность к толщам, обогащенным органическим веществом; метаморфические и метасоматические изменения (кварцевые жилы, сульфидизация и др.).

Генезис рассматриваемых месторождений является сложным и достаточно дискуссионным. С одной стороны, месторождения приурочены к метаморфическим толщам и тесно связаны с ними по особенностям строения, состава и процессов образования. С другой стороны, всеми исследователями отмечается наложенный характер золоторудной минерализации, контроль оруденения разломами и проявление околорудных изменений, что типично для гидротермальных месторождений. Эти и многие другие данные позволяют сделать вывод о длительном процессе рудообразования. Оно могло проходить по следующей схеме: накопление золота в стадию формирования вмещающих пород и при их метаморфизме; формирование тектонических зон высокой проницаемости и рудовмещающих разломов; концентрация золота в виде рудных тел в связи с деятельностью глубинных флюидных систем. Наиболее правильно считать такие месторождения флюидно-метаморфогенными.

Главные эпохи формирования флюидно-метаморфогенных месторождений — докембрийская и раннепалеозойская. Наибольшим распространением пользуются формации: золото-малосульфидная в черносланцевых и песчано-сланцевых толщах; золото-сульфидная; золото-кварц-сульфидная в зеленосланцевых толщах.

Золото-малосульфидная формация в черносланцевых и песчано-сланцевых толщах

Сухой Лог (Восточная Сибирь, Байкало-Патомская горная область) находится в пределах Ленского (Бо-

дайбинского) золотоносного района, известного еще с XIX в. россыпными месторождениями золота. Бодайбинский синклинорий, вмещающий коренные месторождения и россыпи, сложен породами патомской серии позднего протерозоя. Преобладают кварцевые и полимиктовые песчаники, черные углистые сланцы, известковистые песчаники, доломиты, кварциты. Синклинорий состоит из серии близширотных прогибов и поднятий, осложненных складками более высоких порядков.

Гранитоидные интрузии протерозойского и палеозойского возраста расположены в основном к югу и востоку от рудоносной площади. Дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, лампрофиров образуют два крупных пояса, пересекающих район в близмеридиональном направлении.

Коренные месторождения золота в пределах Бодайбинского синклинория относятся к двум типам: зоны рассланцевания и трещиноватости с прожилково-вкрапленной золоторудной и сульфидной минерализацией (Сухоложское рудное поле); существенно кварцевые жилы с золотом (Артемовское, Васильевское жильные поля). В пределах наиболее крупных рудных полей эти типы оруденения встречаются совместно.

Месторождение Сухой Лог находится в осевой части сжатой и опрокинутой на юг антиклинальной складки третьего порядка (по отношению к Бодайбинскому синклинорию). Ядро складки сложено углистыми, кварц-серицитовыми сланцами и алевролитами, крылья — известняками, песчаниками, известковистыми сланцами (рис. 110). Породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации.

По данным В. А. Лисия, Н. П. Попова и В. А. Бурякa, оруденение локализуется в близширотной зоне позднескладчатого рассланцевания, которая вытянута в близширотном направлении на 15 км. Мощность зоны изменяется от 20 до 250 м. Главное рудное тело представляет собой пластообразную залежь прожилково-вкрапленных руд длиной несколько километров, мощностью 15—140 м (средняя мощность 70 м). По падению рудное тело прослежено на 1,5 км. Оно имеет раздувы и пережимы, а распределение золота в нем носит столбовый характер (рис. 111). Расположение

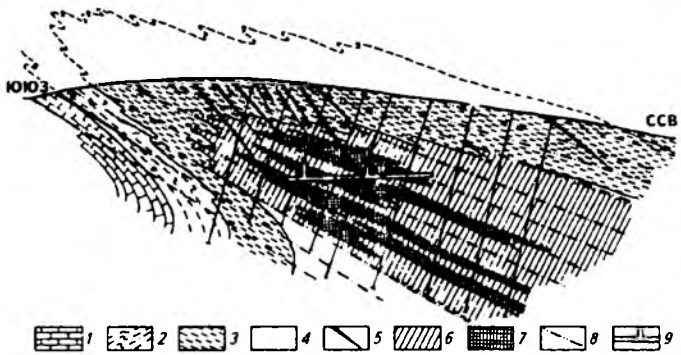


Рис. 110. Поперечный разрез зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, сопровождающейся золотоносными кварцевыми жилами месторождения Сухой Лог (по В. А. Буряку)

1 — известковистые алевролиты и алевросланцы; 2 — алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубозернистые; 3 — «углистые» филлитовидные алевролиты; 4 — углистые кварцево-серицитовые алевросланцы; 5 — кварцевые жилы; 6, 7 — ореол развития золото-сульфидной минерализации: 6 — умеренной, 7 — повышенной; 8 — кливаж; 9 — подземные горные выработки

рудных столбов контролируется общим простиранием рудного тела, поперечными разрывными нарушениями и участками изгибов залегания пород в рудовмещающей зоне. Рудные столбы имеют неправильную форму, вытянутую вдоль секущих разрывов.

Кроме главного рудного тела выявлена группа слабозолотоносных кварцевых жил более позднего возраста. Они формировались преимущественно выше прожилково-вкрапленных руд.

Цитологический контроль оруденения выражается в приуроченности прожилково-вкрапленных руд к горизонтам пород с повышенным содержанием углеродистого вещества и сульфидов осадочного и метаморфического происхождения.

Руды отличаются простым химическим и минеральным составом. Сульфиды составляют 1,3—2,5%, на 90—95% они представлены пиритом. Кроме того, присутствуют халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, арсено-пирит и пентландит. Выделяется пирит

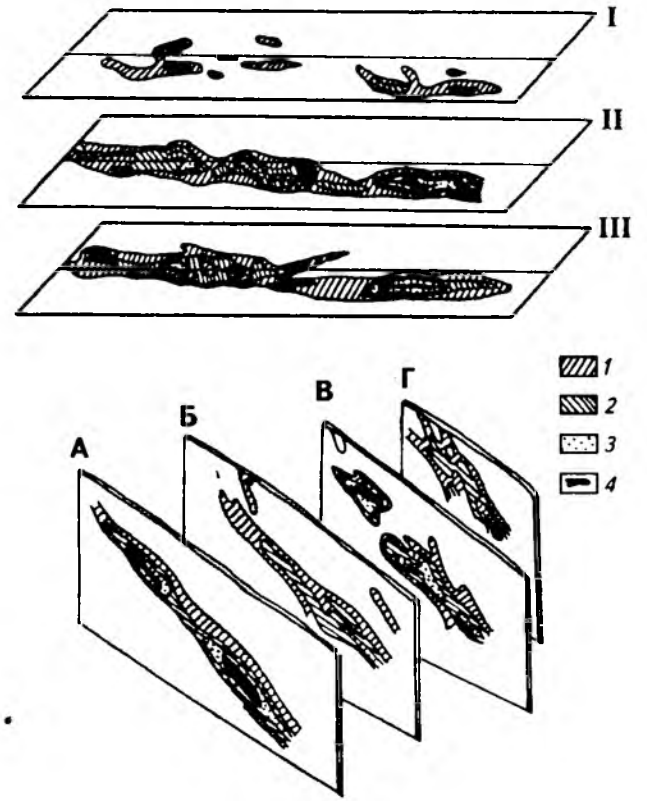


Рис. 111. Распределение золота на месторождении Сухой Лог по горизонтам I, II, III и разведочным разрезам А, Б, В, Г (по данным геолого-разведочных работ)
1–4 — содержания: 1 — фоновое, 2 — удвоенное фоновое, 3 — утроенное фоновое, 4 — свыше утроенного фонового

трех типов: пылевидный микрозернистый осадочного происхождения; единичные, равномерно распределенные кристаллы, связанные с метаморфизмом; золотоносный пирит кварцево-сульфидных прожилков, отлагавшийся из гидротерм. Среднее содержание золота в рудах составляет 2,5 г/т, золото высокопробное (890 – 950 и выше), запасы — 1450 т.

Золото мелкое, средний размер золотин 0,1 – 0,14 мм. В рудном теле наиболее золотоносны сульфидные скоп-

ления с повышенным содержанием кварца. Кроме кварца в жильной массе присутствуют карбонаты, полевой шпат и слюды. Последовательность выделения минералов рудного этапа: крупнозернистый кварц, железистый карбонат, кубический пирит, пирротин, сфалерит и галенит, золото, пленочный пирит, кальцит, марказит. Околорудные изменения — окварцевание, сульфидизация, карбонатизация.

Юрское (Якутия, Южное Верхоянье) — это одно из месторождений Аллах-Юньского золотоносного района, расположенного в пределах Южно-Верхоянского синклинория. Рудовмещающая толща (кукканская свита пермского возраста) сложена песчаниками, сланцами, алевролитами, туфодиамиктитами, гравелитами, конгломератами и их метаморфизованными разностями. Они образуют шесть ритмопачек общей мощностью около 2000 м, каждая из которых начинается грубообломочными породами и заканчивается алевритистыми отложениями. Первая и третья ритмопачки являются золотоносными.

Структурная позиция месторождения определяется приуроченностью его к западному крылу синклинория, нарушенному поперечной складчатостью и разломами. Рудоносная толща прослеживается в близмеридиональном направлении в виде полосы шириной 0,5 — 1,0 км (рис. 112, а). Оруденение не выходит за пределы мульды, ограниченной поперечными складками.

Рудные тела представляют собой протяженные по падению и простиранию согласные кварцевые жилы (рис. 112, б). Наряду с ними встречаются секущие относительно мелкие жилы, характерные для других месторождений данного региона (Нежданинское).

Установлено, что большинство продуктивных кварцево-жильных тел локализовано в межпластовых срывах среди алевролитов, углисто-глинистых сланцев и карбонатных песчаников, которые характеризуются резко различными упругими, прочностными и фильтрационными свойствами. По простиранию жилы прослеживаются на несколько километров при мощности от нескольких сантиметров до 5 — 6 м. В замковых частях складок мощность их увеличивается за счет нагнетания кварца.

Рудные жилы имеют сложное внутреннее строение, обусловленное наличием ксенолитов вмещающих

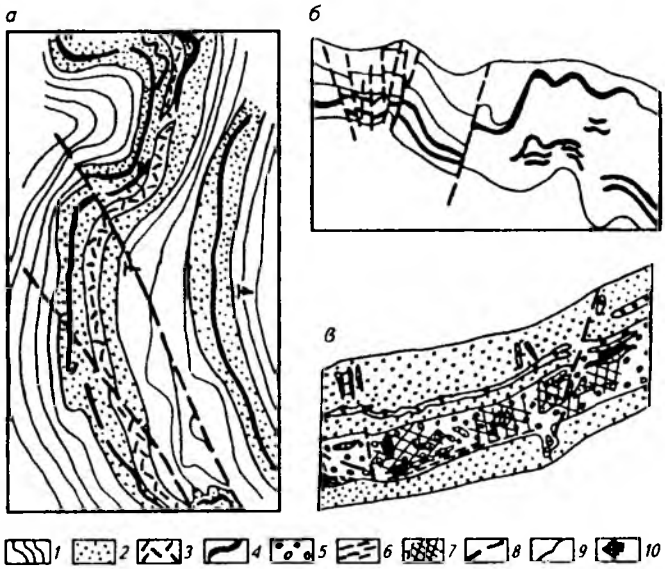


Рис. 112. Геологический план (а), разрез одного из участков (б) и деталь строения рудной жилы (в) Юрского месторождения (по Ж. В. Семинскому, В. А. Филонюку, А. Л. Черных, 1987)

1–3 — породы кукканской свиты: 1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — туфодиамиктиты; 4 — кварцевые жилы; 5 — жильный кварц; 6 — кварц полосчатого строения; 7 — мелкая трещиноватость; 8 — разрывные нарушения; 9 — границы ритмопачек; 10 — участки сульфидной минерализации с видимым золотом

пород и весьма неравномерным распределением золота (рис. 112, в). Оно концентрируется в пределах «рудных лент», вытянутых по простиранию жил вдоль зон повышенной трещиноватости в кварце. В этих лентах золото вместе с рудными минералами образует гнезда в участках мелкой трещиноватости.

Рудное вещество в кварцевых жилах представлено сульфидной минерализацией (не более 2–4%) с преобладанием арсенопирита, пирита, халькопирита, галенита. Процесс рудообразования включал несколько стадий. Минералы ранней кварц-арсенопирит-золоторудной стадии встречаются в зальбандах жил или в виде ксенолитов среди жильного кварца следующей ста-

дии. Вторая рудная стадия имеет более сложный состав. Минералы этой стадии (галенит, сфалерит, арсенопирит, золото, буланжерит, жильный кварц) занимают от 50 до 80% объема рудных жил.

Околорудные изменения — серицитизация и окварцевание, образующие маломощные (10 см) зоны вдоль жил. Во вмещающих песчаниках и углисто-глинистых сланцах распространена вкрапленность арсенопирита.

Золото-сульфидная формация

Хоумстейк (США, Южная Дакота). Месторождение приурочено к купольному поднятию докембрийских пород, прорванных третичными интрузиями. Рудоносной является формация Хоумстейк, сложенная сидероплезитовыми и куммингтонит-гранат-биотитовыми сланцами протерозоя (мощность 80 — 120 м). Под ними залегают тонкоплитчатые филлиты (более 800 м). Вышележащими породами являются кварциты, филлиты, кристаллические сланцы. Благоприятным для рудообразования был карбонатный состав продуктивной толщи.

Золотая минерализация локализуется в зонах наложенной складчатости, которую связывают с внедрением третичных интрузий. Рудовмещающая антиклиналь с осевой плоскостью север-северо-западного простирания осложнена изоклинальными складками различных порядков (рис. 113). Сильно сжатые складки часто выклиниваются с образованием будин; в осевых зонах складок возникли многочисленные поверхности скалывания и сложные мелкие складки.

Рудные тела приурочены к зонам рассланцевания и наложенной мелкой складчатости, а в их пределах — к гребням, килям или крыльям мелких изоклинальных складок. Сложная морфология рудных тел обусловлена сложностью этих складок. Золото концентрируется в измененных хлоритизированных породах вблизи кварцевых тел неправильной формы. Рудная минерализация образует жилы и прожилки, пронизывающие вмещающие породы. Установлено вкрапленное оруденение в черных сланцах, которое содержит незначительное количество металла.

Сульфидная и другая рудная минерализация занимает 7 — 10% объема рудных тел. Процесс был много-

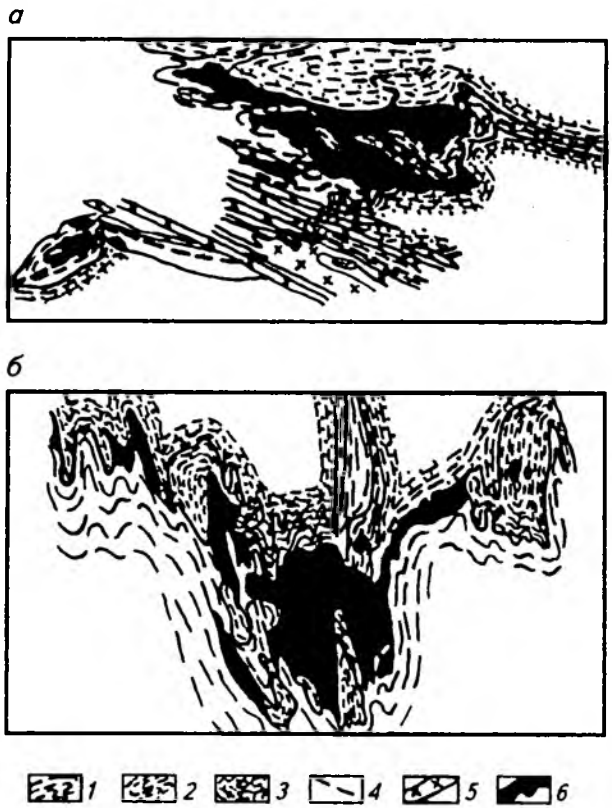


Рис. 113. Условия залегания и строения золоторудных тел месторождения Хоумстейк (по Дж. Ноблу)
а — план горизонта; б — разрез. 1–3 — формации: 1 — Пурмен (черные графит-биотит-серицитовые сланцы), 2 — Хоумстейк (сидеропелезит-кварцевые сланцы), 3 — Элиссон (темноцветные филлиты); 4 — оси складок; 5 — дайки риолитов; 6 — золоторудные тела

стадийным. В раннюю стадию выделялся арсенопирит с кварцем и хлоритом. Следующими были кварц-пирротиновая, пирротиновая и галенитовая стадии. Кроме главных минералов этих стадий распространены пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит, куммингтонит, гранит, флюорит, альбит, серицит, кальцит. Золото ассоциирует с арсенопиритом, пирротином, реже

галенитом. Оно выделялось в несколько стадий. Возможно, происходило неоднократное перераспределение самородного золота, что было связано с деятельностью длительно функционировавших флюидных систем.

Месторождение отработано до глубины около 2000 м, извлечено 900 т золота (при среднем его содержании 10 — 20 г/т) и 200 т серебра.

Золото-кварц-сульфидная формация в зеленокаменных поясах

Зун-Холбинское (Бурятия, Восточный Саян) месторождение приурочено к межкупольной Самарта-Холбинской синклинали, которая сложена рифейскими сланцами с прослоями известняков и песчаников. Встречающиеся в районе породы офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габброиды) образуют серию чешуй, рассматриваемых некоторыми исследователями как офиолитовый покров (аллохтон). Синклиналь «зажата» между двумя гранитогнейсовыми куполами протерозойского возраста, обрамляющими ее с севера и юга.

На площади рудного поля находится крупный массив палеозойских гранодиоритов, плагиогранитов, диоритов и гранитов, отделяющий Зун-Холбинское месторождение от расположенного к северо-западу Барун-Холбинского месторождения. Золотое оруденение локализуется в крутопадающей толще хлорит-серицитовых, углисто-серицит-хлоритовых сланцев и известняков, которая вытягивается на северо-запад в виде узкой полосы между полями плагиогранитов и гранитогнейсов.

Месторождение формировалось на одном из участков мощной (до 1 км) и протяженной (20 км) Холбинской зоны разломов с простиранием 290 — 310° и падением на юго-запад под углом 70 — 80° (рис. 114). Эта зона представляет собой серию сближенных швов, сопровождающихся катаклазом, милонитизацией и рассланцеванием.

Рудные тела — полосчатые жилообразные залежи (Сульфидная, Доржи-Банзаровская, Вавиловская и др.), согласные с крутопадающей толщей сланцев и карбонатных пород. Они расположены кулисообразно или

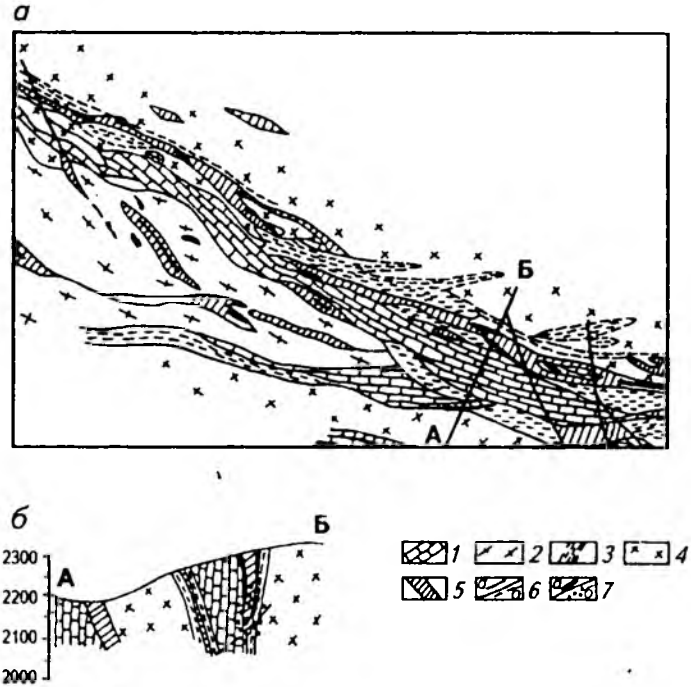


Рис. 114. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Зун-Холбинского месторождения (по П. Рощектоеву, Г. Шуляку и др.)
1 — известняки; 2 — гранитогнейсы, гнейсы; 3 — углистые сланцы, филлиты, милониты; 4 — плагиограниты, граниты, гранодиориты; 5 — зоны катаклаза и трещиноватости; 6 — достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 7 — золотоносные кварц-сульфидные жилы (а) и вкрапленная рудная минерализация (б)

соединяются по простиранию, протягиваются на 100—700 м при мощности до 3 м. На глубине 300—400 м жильные тела часто выклиниваются и переходят в зону вкрапленной золото-сульфидной минерализации, которая залегает в черных сланцах и карбонатных породах и имеет мощность до 10 м.

В жилах кварцевого или кварц-карбонатного состава наблюдаются полосчатые, массивные, вкрапленные скопления сульфидов (10—80%). Преобладают гале-

нит, пирит, сфалерит, встречаются пирротин, блеклые руды, халькопирит, марказит и теллуриды (петцит, теллуровисмутин). В отдельных участках жил образуются колчеданные руды. Золото встречается в виде мелкой вкрапленности в кварце, реже в сульфидах. Содержание его колеблется от 2 до 140 г/т. Золото ассоциирует с пиритом, содержит примесь меди, ртути, кадмия и палладия. Выделяются следующие разновозрастные минеральные ассоциации с золотом: кварц-пиритовая, кварц-карбонат-галенитовая; халькопирит-галенит-сфалеритовая. От ранней к поздней ассоциациям пробность золота изменяется от 980 до 750.

Осадочно-метаморфогенные месторождения

Месторождения этого промышленного типа являются главными источниками золота во многих зарубежных странах (ЮАР, Канада, Бразилия). Их уникальность определяется как значительными размерами, так и комплексным составом руд, в которых наряду с золотом и ураном содержатся серебро и платиноиды.

Характерная особенность этих месторождений — их приуроченность к толщам метаморфизованных кварцево-галечных конгломератов протерозойского возраста. Они представляют собой отложения дельтового выноса значительной мощности, которые содержат рудоносные слои нескольких стратиграфических уровней. Это древние россыпи, преобразованные при последующих деформациях и метаморфизме зеленосланцевой фации с локальной перегруппировкой первично накопленных металлов. Характерны пластовая и лентообразная форма рудных тел, наследующих расположение «рудных струй» русловых потоков, и веерообразная в плане структура рудных полей. В то же время наличие в рудах сульфидов и минералов четырехвалентного урана, неустойчивых в гипергенных условиях, региональных рудоконтролирующих зон разломов и некоторые другие данные могут свидетельствовать о проявлении флюидных процессов рудообразования.

Витватерсранд (ЮАР, р-н г. Иоганнесбург). Рудная минерализация проявлена на площади 350x200 км. Нижний структурный этаж сложен гранитогнейсами архея, которые прорваны основными и кислыми ин-

трузивными породами. Они образуют куполовидные поднятия, разделенные опущенными блоками. В пределах этих блоков накапливались породы верхнего структурного этажа — протерозойские отложения витватерсрандского и других комплексов. Золотоносная толща Витватерсранда состоит из ритмичных серий конгломератов, песчаников, сланцев с горизонтами андезитов, порфиров и их туфов (рис. 115). Пачки рудоносных конгломератов образуют так называемые «рифы», содержащие золоторудную и урановую минерализацию. Рифы представляют собой группы сближенных в разрезе горизонтов рудоносных конгломе-

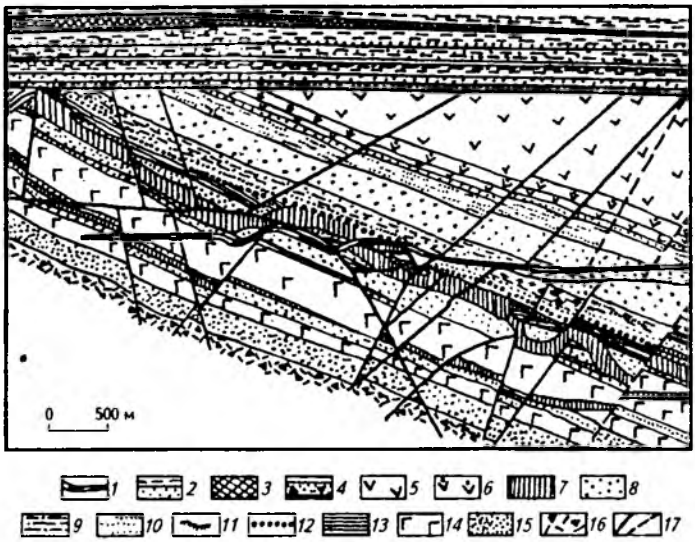


Рис. 115. Рудоносные конгломераты рудника Лесли-Голд, Витватерсранд (по К. Твидлу)

1–4 — палеозой: 1 — дайки долеритов, 2 — угленосные отложения, 3 — долериты, 4 — породы основания; 5–16 — протерозой: Вентердорпская система –5 — амигдалоидные лавы, 6 — порфириты и их туфы, 7 — диабазы (силлы), 8–16 — Витватерсрандская система — формация Кимберли-Эльсбург: 8 — сланцы, 9 — кварциты, 10 — зона прерывистых рифов, 11 — зона кварцитов, 12 — риф Кимберли, 13 — сланцы Кимберли, формация Мейн-Берд, 14 — амигдалоидные лавы, 15 — кварциты, 16 — голубые гравелиты; 17 — разрывные нарушения

ратов мощностью от первых метров до первых десятков метров. Мощность рифов — от 30 до 400 м, протяженность по простиранию — до 70 км, протяженность всей рудоносной полосы — около 200 км.

Наиболее рудоносными являются конгломераты, сложенные на 80% скатанной галькой кварца или кварцита. Цемент имеет кварц-биотит-хлорит-эпидотовый состав, содержит углистое вещество и рудную минерализацию. Степень метаморфизма низкая; отдельные площади характеризуются интенсивной разрывной тектоникой и имеют блоковое строение (район Вирджиния).

Рудная минерализация концентрируется в цементе конгломератов, содержащем до 5 — 10% сульфидов. Установлено более 70 минералов, в том числе пирит (наиболее распространен), пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, молибденит, теннантит, кобальтин, ильменит, колумбит, касситерит.

Урановая минерализация представлена уранинитом, тухолитом (урансодержащее углеродистое вещество), браннеритом, настураном, коффинитом, присутствуют ураноторит, монацит, эвксенит, циркон и лейкоксен. Обычным является содержание U_3O_8 — около 0,03%, однако установлены и более богатые руды — 0,22 — 0,34% (район Клерксдорп, Трансвааль).

Золото содержится в сульфидах и в виде мелких обломков в цементе. Вторичное золото образует тонкие пленки в цементе и в обломках. Содержание золота 8 — 20 и даже до 3000 г/т, пробность — 900 — 935. Встречаются самородное серебро, прустит, сплав серебра с золотом, платиноиды с осмием, иридием, родием.

Большая часть исследователей считает, что конгломераты Витватерсранда отлагались в конусах выноса рек и затем перемывались в прибрежных зонах. Переотложение урана и золота происходило многократно, о чем свидетельствует наличие кластогенных и вновь образованных рудных минералов. Кластогенная минерализация имеет возраст 3100 млн лет, эпигенетическая — около 2000 млн лет.

Из руд этого самого крупного месторождения золота в 1884 — 1978 гг. было извлечено 34600 т золота, 1500 т серебра, 1500 т платиноидов, 100 тыс. т урана (1952 — 1980 гг.). С 1979 по 1995 г. добыча золота соста-

вила 10725 т. Рудные тела вскрыты горными выработками протяженностью до глубины 3600 м и скважинами — до 4600 м.

Месторождения выветривания

Концентрации золота в промышленных масштабах образуются часто на залежах сульфидных золотосодержащих руд. В зоне окисления золото приурочено в основном к нижней части ярозитов и кварц-баритовой сыпучке с серой, где содержание его в несколько раз выше, чем в первичных рудах. Гипергенное золото встречается в виде кристаллов, пленок, содержит серебро, медь и железо.

Россыпные месторождения

Распространены практически во всех золоторудных районах мира, во многих из них содержатся основные запасы металла. На территории России известными районами развития золотоносных россыпей являются Восточная Сибирь (Енисейский кряж, Ленский и Алданский районы), Северо-Восток, Забайкалье, Приамурье.

Золото концентрируется в элювиальных, делювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских россыпях, но наибольшее значение имеют аллювиальные, особенно долинные и террасовые россыпи.

Аллювиальные россыпи

Источником золота в этих россыпях являются коренные месторождения, разрушенные в процессе выветривания. Золото, выносимое временными и постоянными водопотоками, отлагается в речных долинах в виде лентообразных, шнурковых, линзо- и гнездообразных тел. Отложение золота из водных потоков происходит под влиянием россыпеобразующих барьеров, к которым относятся изменения уклона реки, положительные формы рельефа, участки расширения или сужения долин, эрозионные канавы и ложбины, участки впадения притоков, участки встречи разноскоростных потоков и другие.

Наиболее крупные зерна золота (более 0,5 мм) встречаются вблизи коренных источников. Тонкое золото отлагается на расстоянии до 15 км от области залегания россыпеобразующих формаций. Минераль-

ный состав россыпей и химический состав золота обусловлен вещественным составом этих формаций. Значительные преобразования формаций с перераспределением золота и концентраций его в виде более крупных зерен могут происходить после россыпеобразования, что особенно характерно для погребенных россыпей. Под воздействием напряжений, возникающих в нижних частях россыпей, происходят следующие изменения: постепенное освобождение золота от примесей (серебра и других) и увеличение пробности (от 600 до 900), что обусловлено свойствами кристаллической решетки самородного золота; укрупнение зерен золота за счет их «слипания» при столкновении.

В России широко известны россыпи Сибири (Бодайбо), Якутии (Туора Тас), Приамурья, Северо-Востока (Билибинский район).

Россыпи Бодайбинского района (Восточная Сибирь, Байкало-Патомская горная область). В Бодайбинском (Ленском) золотоносном районе наиболее известными являются россыпи рек Бодайбо, Большая Догалдын, Маракана и Нигри. Бодайбинский район представляет собой глубоко расчлененное низкогорье с глубиной долин 200 — 500 м. В долине р. Бодайбо установлено восемь террас. Наиболее крупные россыпи являются погребенными. Они относятся к сложным по генезису и характерны тем, что в одной и той же россыпи могут присутствовать золотоносные пласты аллювиального и делювиально-солифлюкционного генезиса.

Россыпеобразующие формации — черносланцевые толщи протерозоя с зонами кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного золото-малосульфидного оруденения, характерного для Бодайбинского синклинория.

Россыпь р. Бодайбо, которая была по запасам золота самой крупной в мире, вытянута по долине на 80 км (при длине реки 90 км). В пределах хорошо изученного Васильевского участка этой россыпи установлена широкая (250 — 300 м) погребенная терраса и узкий (15 — 40 м) глубокий тальвег, разрезающий террасу на две части. Наиболее широко развит золотоносный делювиально-солифлюкционный пласт мощностью 2 — 3 м. Кроме того, встречаются более тонкие аллювиальные пласты. По составу золотоносные пласты относятся к двум ти-

пам: галечные или валунно-галечные пласты с глинистым цементом и высокими содержаниями золота непосредственно над плотиком; щебенистые пласты с фавийно-глинистым заполнителем и высокими содержаниями золота в нижней части.

Россыпь р. Маракан, открытая в 1950 г., состоит из россыпи глубокого тальвега и россыпей погребенных террас нескольких уровней (рис. 116, а). Пласт в глубоком тальвеге сложен валунными и безвалунными галечниками с линзами песка и ила. Аллювиальные пла-

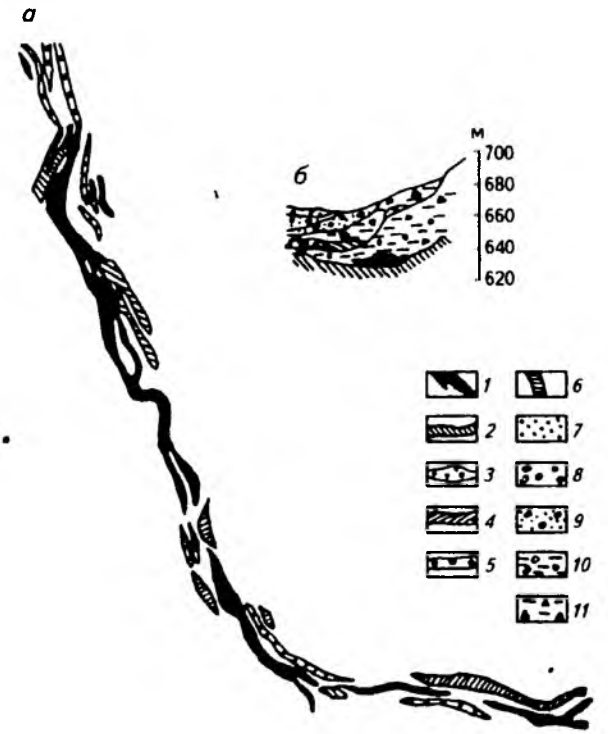


Рис. 116. Схематический план (а) и разрез (б) россыпи р. Маракан (по Ю. П. Казакевичу)
1 — россыпи глубокого тальвега; 2–6 — россыпи террас: 2 — 7-метрового уровня, 3 — 10–12-метрового уровня, 4 — 16–20-метрового уровня, 5 — 20–25-метрового уровня, 6 — 30–36-метрового уровня; 7 — песок; 8 — галечник; 9 — галечник с песчаным заполнителем; 10 — галечник с глинистым заполнителем; 11 — щебень

сты включают слои щебня и галечника. Общая мощность золотоносной толщи до 50 м. Золото встречается в приплотиковой части или рассредоточено по всей мощности пласта (рис. 116, б). Наиболее мощные золотоносные пласты залегают в нижней части разреза.

Золото в россыпях Бодайбинского района преимущественно крупное (2—4 мм). Встречались самородки; наиболее крупные были найдены в верховьях р. Бодайбо. Известны две разновидности золота: крупные и средние по размерам золотины простой морфологии и высокой пробности (870—930); средние по размерам золотины крючковатой, друзовой, дендритовой, губчатой форм с более низкой пробностью (730—820). Эти особенности размеров, морфологии и пробности соответствуют характеристикам золота коренных источников.

Прибрежно-морские россыпи

Привлекают внимание в последние годы в связи с проблемой освоения минеральных ресурсов зон перехода от континента к океану и установлением золотоносности прибрежно-морских осадков некоторых районов.

Формирование литоральных россыпей происходит на стадии средней зрелости развития морского побережья. Ранние стадии с изрезанными скалистыми берегами и поздние стадии с плоским рельефом и заболоченностью берегов не благоприятны для процесса россыпеобразования. Выносимый из коренных пород материал перемывается под воздействием приливно-отливных и волноприбойных явлений и отлагается вдоль береговой линии в виде песчаных барров, содержащих минералы тяжелой фракции, в том числе золото. Рудными телами являются отдельные горизонты, обогащенные металлами.

Обычно в прибрежную область выносится мелкое и тонкое золото, которое обладает способностью перемещаться в реках на многие десятки и первые сотни километров. Оно не образует крупных скоплений в речных долинах (областях денудации), где локализуются аллювиальные россыпи с «крупным» золотом. Мелкое золото выносится в участки дельт (в конечные бассейны седиментации).

Ном (США, Аляска) — наиболее яркий представитель рассматриваемого типа. Месторождение образовалось из дельтовых отложений, которые частично перемыты в пляжные россыпи. Золотоносная площадь вытянута вдоль берега на 25 км при ширине до 10 км. Длина отдельных россыпей 1 — 2 км, ширина 100 — 180 м. Мощность золотоносного пласта 1,2 — 1,5 м. Содержание золота неравномерное — от 100 до 1000 мг/м^3. На месторождении добыто 155 т золота.

Формирование месторождения происходило в условиях постепенного перемещения береговой линии в сторону моря. Образовался субпараллельный ряд литоральных россыпей. Крайняя из них находится на высоте 25 м над уровнем моря и на расстоянии 7 км от современной береговой линии. Всего установлено 12 россыпей золота.

Металлогения

В геологической истории Земли установлены определенные закономерности образования промышленных месторождений золота и их распределения по континентам.

Для архея характерна приуроченность месторождений к древним вулкано-плутоническим комплексам, которые слагают зеленокаменные пояса. Привнос золота происходил из подкоровых источников. Большое значение в перераспределении металла и его концентрации в виде месторождений имели гидротермальные и метаморфогенные процессы. Зеленокаменные троги залегают среди гранитогнейсовых пород древних щитов и складчатых областей. Месторождения золота отличаются значительными размерами по площади и прослеживаются на большие глубины (до 2 — 3 км). Преобладают кварцевая и сульфидно-кварцевая формации с пиритовой, пирротин-пиритовой и теллуридовой минерализацией. К провинциям архейского возраста относятся в Северной Америке — Киватин и Йеллоунайф, в Южной Америке — Гвианская, в Африке — Родезийско-Трансваальская и Танганьикская, в Евразии — Дарварская, в Австралии — Йилгарнская.

В протерозойское время, когда на сиалической земной коре формировались крупные длительно живу-

щие прогибы, заполнявшиеся терригенными осадками, существовали благоприятные условия для накопления значительных по размерам пластовых месторождений типа золотоносных конгломератов. Магматические процессы, проявившиеся в этих районах, способствовали перераспределению золота и его дополнительной концентрации в виде более богатых рудных тел. Кроме формации золотоносных конгломератов, имеющей наиболее важное промышленное значение, формировались кварцево-жильные зоны и вкрапленные руды золото-сульфидной формации эндогенного гидротермального генезиса. Наиболее известные провинции этого возраста Черчилл и Блек-Хилл в Северной Америке, Бразильская — в Южной Америке, Южно-, Центрально-, Западно-Африканская — в Африке и Центрально-Австралийская — в Австралии.

В палеозое происходило дальнейшее усложнение строения земной коры и образование разнообразных по природе и строению складчатых поясов. В это время наряду с привносом металлов, в том числе золота, из верхней мантии осуществлялось его перераспределение в породах земной коры. Промышленные месторождения формировались часто в прогибах, сложенных терригенно-карбонатно-сланцевыми толщами. Перераспределение золота, накопленного в этих толщах в процессе осадконакопления и привноса из мантии, происходило под воздействием метаморфизма и деятельности флюидов различного происхождения. Как правило, процессы рудообразования были не только многостадийными, но и многоэтапными. Характерно, что количество относительно крупных месторождений здесь меньше. В это время значительно усложняется формационный состав месторождений золота. Наряду с преобладающими золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной встречаются формации золото-халцедон-кварцевая, золото-алюмосиликатная и другие. Широко распространен пирит-арсенопиритовый тип минерализации. Месторождения часто приурочены к поднятиям внутри бассейнов осадконакопления и локализуются вблизи массивов гранитоидов. Характерными провинциями являются Южно-, Западно- и Восточно-Ав-

стралийская, Восточно-Американская (Аппалачская), Уральская, Алтае-Саяно-Байкальская и Западно-Европейская.

В мезо-кайнозойское время во многих регионах Земли проявились активные тектоно-магматические процессы, которые привели к формированию крупных разломных зон и вулканических поясов (восточная часть Евразии, запад Америки). Многочисленные месторождения золота, образованные в это время, характеризуются многообразием рудных формаций и структурных обстановок. Среди рудных формаций известны золото-сульфидно-кварцевая, золото-халцедон-кварцевая, золото-карбонатно-сульфидная и другие. Рудоконтролирующими являются вулкано-тектонические и субвулканические постройки, очагово-купольные структуры, крупные разломы и узлы их пересечения. Характерны ассоциация золота с серебром и низкая проба самородного золота. Широко распространены россыпные месторождения. Наиболее типичные из них Северо-Американская, Восточно-Евроазиатская, Азиатско-Новозеландская и другие провинции.

От древних к молодым эпохам рудообразования намечается изменение типов месторождений. Происходит усложнение минерального состава с уменьшением роли золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной формаций, а также пиритового и пирит-пирротинового минеральных типов, увеличиваются серебросодержащие минеральные типы. Наблюдается также повышение роли коровых источников по отношению к мантийным. В докембрийское время источниками золота были в основном базальтоидные магмы, в палеозое эта роль принадлежала анатектическим гранитоидным интрузиям, а в мезо-кайнозое вновь возросла активность базальтоидных источников.

Среди эндогенных процессов рудообразования на ранних этапах преобладают метаморфогенные, а на поздних — гидротермальные. Устанавливаются две главные эпохи экзогенного рудообразования: протерозойская и неоген-четвертичная. Изменение структурно-литологических условий от древних металлогенических эпох к молодым заключается в возрастании роли разломов и уменьшении значения

складчатых дислокаций и конседиментационных структур.

Размещение месторождений золота подчиняется глобальным и региональным тектоническим особенностям. Первые из них (по данным Н. В. Петровской) заключаются в приуроченности золотоносных областей к трансконтинентальным мегазонам Земли. Выделяются три широтные зоны — Северная, Срединная и Южная, которые расположены в северном и южном полушариях. Поперечно к ним ориентированы две близмеридиональные мегазоны, расположенные по Азиатскому и Американскому побережьям Тихого океана.

Региональные закономерности размещения месторождений золота выражаются в их приуроченности к определенным областям материков. Такими областями являются: древние зеленокаменные пояса, обрамляющие жесткие гранитогнейсовые блоки архея; позднепротерозойско-раннепалеозойские прогибы складчатых поясов, в которых месторождения приурочены к зонам смятия, метаморфизма и гидротермальной проработки терригенно-карбонатно-сланцевых толщ; вулканические пояса и вулкано-плутонические ареалы, формировавшиеся в сводовых внутриконтинентальных областях или на активных окраинах континентов.

Значительные по запасам месторождения золота приурочены к щитам платформ. По данным Е. Камерона, области развития архейских толщ обеспечивают более половины добываемого в мире золота. Золотоносные области формировались и в пределах рифтовых поясов активных окраин литосферных плит.

К наиболее крупным золотоносным провинциям мира относятся: в Африке — Южно-, Западно-, Центрально-Африканская, в Австралии — Западно- и Восточно-Австралийская, в Северной Америке — Канадского щита (Киватин, Йеллоунайф, Черчилл и др.), западного побережья Северной Америки, в Южной Америке — Гвианская, Бразильская, западного побережья Южной Америки, в Евразии — Дарварская, Восточно-Сибирская, восточного побережья Азии (Северо-Восточная, Приамурско-Приморская, Юго-Восточная) и другие.

■ СЕРЕБРО

Серебро известно человечеству с древнейших времен, примерно с XV в. до н. э. География добычи серебра связана с развитием цивилизации. В Древнем Риме и Древней Греции запасы серебра были созданы за счет рудников Лавриона и Картахены. В средневековой Европе разрабатывались месторождения Германии и Чехии (Сан-Андреасберг, Раммельсберг, Пршибрам). На территории СНГ уже в VIII—IX вв. серебро добывалось на Кавказе, в Средней Азии, Карпатах. В 1678 г. были открыты месторождения Нерчинской группы в Забайкалье, в 1730 г. — Колыванские рудники на Алтае.

В эпоху великих географических открытий человечество получило крупнейшие сереброрудные районы Мексики, Перу и Боливии, а затем Канады и Австралии.

В Европе и Азии серебро долгое время добывалось попутно из полиметаллических месторождений вместе со свинцом и цинком. В последние десятилетия важным источником этого металла стали золото-серебряные и серебро-золотые месторождения вулканических поясов.

Области применения серебра изменяются по мере развития науки и техники. Первоначально оно применялось для изготовления монет и украшений. В настоящее время 65—70% серебра используется в различных отраслях промышленности: фото- и кинопромышленности (более 40%), электротехнике и электронике. На долю ювелирных изделий и посуды приходится около 20%, остальная часть употребляется для чеканки монет, медалей и других целей.

Запасы серебра оцениваются в 884 тыс. т (из них 599 тыс. т — подтвержденные). При этом 48% общих и подтвержденных запасов приходятся на девять стран, в том числе общих запасов (в тыс. т): США — 80,7, Польша — 81, Мексика — 68, Таджикистан — 65, Казахстан — 38, а также ЮАР, Узбекистан, Индонезия, Испания.

Ведущими являются две группы месторождений: собственно серебряные (30% запасов зарубежных стран) и серебросодержащие (70%). Среди последней группы большое значение имеют колчеданно-полиме-

таллические, вулканогенно-осадочные, меднопорфировые и скарновые месторождения.

В России основные запасы серебра сосредоточены в серебросодержащих месторождениях (медных, полиметаллических, медно-никелевых). Они находятся в Восточной Сибири (56%) — в медно-никелевых рудах Норильского рудного поля, свинцово-цинковых Енисейского Кряжа, Забайкалья, Прибайкалья, медных Удоканского рудного района. На медноколчеданные месторождения Урала приходится 24% запасов. Основные запасы собственно серебряных руд (98%) содержатся в месторождениях Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов.

Суммарный объем мировой добычи (с древних времен) оценивается в 800—900 тыс. т. В последнее время добывается около 13,5—18 тыс. т серебра в год. При этом на долю Мексики, США, Перу, Австралии, Канады и Чили приходилось 68% суммарного производства серебра зарубежных стран. Польша добывает 1100 т серебра, Россия — 620 т. Ежегодное потребление серебра составляет около 28 тыс. т. Крупнейшими потребителями являются США, Япония и Великобритания. В последние годы увеличилось производство серебра из вторичных источников (из реагентов фото- и кинопромышленности и отходов электронной промышленности). Так, в Японии ежегодно получают более 550 т вторичного серебра.

Требования промышленности к серебряным рудам зависят от типа месторождений. В собственно серебряных месторождениях содержание металла должно составлять не менее 100 г/т. Из комплексных месторождений цветных металлов серебро может извлекаться и при более низких содержаниях (10—100 г/т). Мелкими считаются месторождения серебра с запасами 100—300 т, средними — около 1000—3000 т, крупными — 10000—30000 т и выше.

Цены на серебро в последние годы колеблются от 0,14 до 0,17 долл. за 1 г.

Геохимия и минералогия

Кларк серебра колеблется в различных магматических породах незначительно и составляет $(5-7)\cdot10^{-6}$.

Коэффициент концентрации равен 1000. В природе существуют два стабильных изотопа серебра ^{107}Ag и ^{109}Ag. Ионы серебра входят в решетку самородного золота, достигая в экстремуме почти 50% мас. В небольших количествах серебро может входить в решетку сульфидов и сульфосолей меди и в состав теллуридов.

В настоящее время экспериментальными работами установлено, что серебро в минеральной форме находится в виде микровключений в галените и блеклых рудах, в меньших количествах — в сфалерите, пирите, халькопирите. В эндогенных процессах серебро имеет ювенильный мантийный источник и связано щелочно-базальтоидным магматизмом. В этом случае его повышенные концентрации встречаются в сульфидных медно-никелевых месторождениях. В то же время собственно серебряные и серебряно-полиметаллические месторождения гидротермального генезиса связаны с магмами среднего и кислого состава, в том числе с вулканическими комплексами. Изучение изотопии ряда элементов показывает, что в вулканических областях рудоносные растворы, отлагавшие серебро, могли иметь различное происхождение: магматическое, метеорное и океаническое (Антонов А. Е., 1992). В гидротермальных растворах серебро находится в виде подвижных тиосульфатных и хлоридных комплексов.

В экзогенных условиях, в зоне окисления сульфидных месторождений, серебро переходит в раствор в виде сульфата или тиосульфата и переотлагается в самородной форме или в форме галоидов. В элювиальных, делювиальных и коротких аллювиальных россыпях серебро накапливается в незначительных количествах.

В природе известно 60 серебряных и серебросодержащих минералов. Главным из них является самородное серебро. Оно может содержать до 20% примесей различных металлов — золота, меди, железа, висмута, сурьмы и ртути. Серебро образует пленки, дендриты, округлые, волосовидные выделения. Встречаются самородки массой до 20 т. Важное значение имеют (в %): аргентит AgS (87,1 серебра), электрум Au, Ag (15 – 50), прустит Ag_3AsS_3 (65,5), пираргирит Ag_3SbS_3 (60), пилобазит $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ (62,1 – 84,9).

Типы промышленных месторождений

Главные промышленные месторождения серебра относятся к эндогенным постмагматическим образованиям. По генезису среди них выделяются гидротермальные шгутоногенные и вулканогенные месторождения. Кроме этого, серебро иногда содержится в повышенных количествах (до 130 г/т) в собственно магматических сульфидных медно-никелевых рудах (Норильский район) и в скарновых сульфидных месторождениях (Санта-Евлалия, Мексика), где его содержание достигает 600 — 850 г/т.

Плутоногенные гидротермальные месторождения

Среди плутоногенных выделяются месторождения: связанные с базальтоидным магматизмом докембрийских платформ и щитов, где серебро вместе с никелем и кобальтом входит в состав серебряно-арсенидных руд (Кобальт, Канада; Консберг, Норвегия); ассоциирующие с кислыми интрузиями гранитоидов палеозойского и мезозойского возраста в составе серебряно-арсенидных и серебряно-свинцовых руд (Яхимов, Чехия; Грейберг, Германия). Эти месторождения представлены жильными полями в гранитоидах или согласными рудными жилами межпластового типа.

Серебряно-свинцовая формация

Важным источником серебра являются многие свинцовые и свинцово-цинковые месторождения. В СНГ это месторождения известных полиметаллических провинций (Забайкальской, Средне-Азиатской). Из зарубежных следует отметить район Санта-Евлалия в Мексике. Здесь с XVIII в. ведется разработка серебро-полиметаллических пласто- и лентообразных залежей («манто»), залегающих среди известняков. Среди полиметаллических месторождений встречаются объекты с ведущей ролью серебра и подчиненным значением свинца или цинка.

Мангазейское месторождение (Якутия, Верхоянье). Вмещающими породами являются песчаники, сланцы и алевролиты верхнего карбона и перми, собранные в складки и прорванные штоками и дайками кварцевых порфиров и гранитов мелового возраста.

Межпластовые рудные жилы месторождения залегают среди сланцев в антиклинальной складке, осложненной узкой синклиналью (рис. 117). Жилы сложены кварц-сульфидными рудами, которые формировались в два этапа. Ранний этап — маломощные прожилки

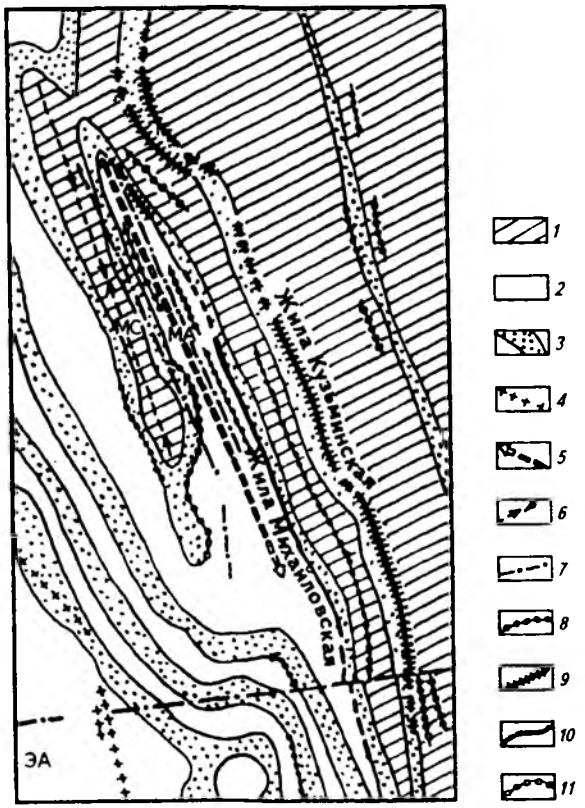


Рис. 117. Схема геологического строения Мангазейского месторождения (по Л. Индолеву и Г. Навойсе)
1 — глинистые сланцы нижней перми; 2— алевролиты верхнего карбона—нижней перми; 3 — песчаники перми и карбона; 4 — дайки кварцевых порфиров; 5 — оси антиклиналей (ЭА — Эндыбальская, МА — Мухалканская); 6 — оси синклиналей (МС — Мангазейская); 7 — разрывные нарушения; 5—11 — жилы: 8 — галенитовые, 9 — карбонат-фрейбергит-галенитовые, 10 — сульфоантимонит-сфалерит-галенитовые, 11 — кварцевые

кварца с галенитом, сфалеритом и тетраэдритом. Поздний этап (главный) разделяется на ряд стадий: 1 — кварц, пирит, арсенопирит; 2 — кварц, сфалерит, мангано-сидерит; 3 — кварц, галенит, манганосидерит, штернбергит ($AgFe_2S_3$); 4 — кварц, анкерит, фрей-бергит $(Cu,Ag)_{12}Sb_4S$, овихин ($Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$), диафорит ($Ag_3Pb_2Sb_3S_8$), миаргирит ($AgSbS_2$), пираргирит, самородные золото и серебро; 5 — манганосидерит, сфалерит; 6 — кварц, манганосидерит, кальцит. Отношение Ag : Au = (500 – 100): 1.

Канджольское месторождение (Узбекистан, Карамазар). Оруденение локализуется в гранитоидах Кураминского батолита верхнепалеозойского возраста, который прорван интрузией табошарских гранитов. Широко развиты дайки граносиенитов, фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов пермско-триасового возраста (рис. 118). В рудном поле встречаются ранние убогосульфидные кварц-золоторудные жилы с серебром и поздние свинцово-серебряные руды в кварц-сульфидных жилах, имеющие главное промышленное значение. Кварц-сульфидные жилы тесно ассоциируют с дайками и контролируются разломами северо-восточного простирания в висячем боку Канджольского разлома. Они представляют собой неправильные плитообразные тела протяженностью 50 – 1000 м, соединенные прожилками и жилами лестничного типа. На глубину оруденение прослеживается до 1500 м.

По минеральному составу это кварц-карбонатно-сульфидные руды, сложенные комплексом сульфидов и сульфосолей. Ранняя ассоциация имеет кварц-арсенопиритовый состав с висмутином и галеновисмутином. Следующая галенит-сфалеритовая ассоциация является сереброносной (содержание сфалерита — 10 – 270, галенита — 1560 – 14000 г/т). Затем проявилась халькопирит-тетраэдрит-фрейбергитовая ассоциация с полибазитом и аргентитом. Завершающей была кварц-карбонат-пираргиритовая ассоциация, несущая основную массу сульфосолей серебра.

Серебряные минералы широко распространены в восточной части рудного пояса, где образуют прожилки и мономинеральные жилы. В зоне окисления, которая достигает 150 м, происходит значительное

Межпластовые рудные жилы месторождения залегают среди сланцев в антиклинальной складке, осложненной узкой синклиналью (рис. 117). Жилы сложены кварц-сульфидными рудами, которые формировались в два этапа. Ранний этап — маломощные прожилки

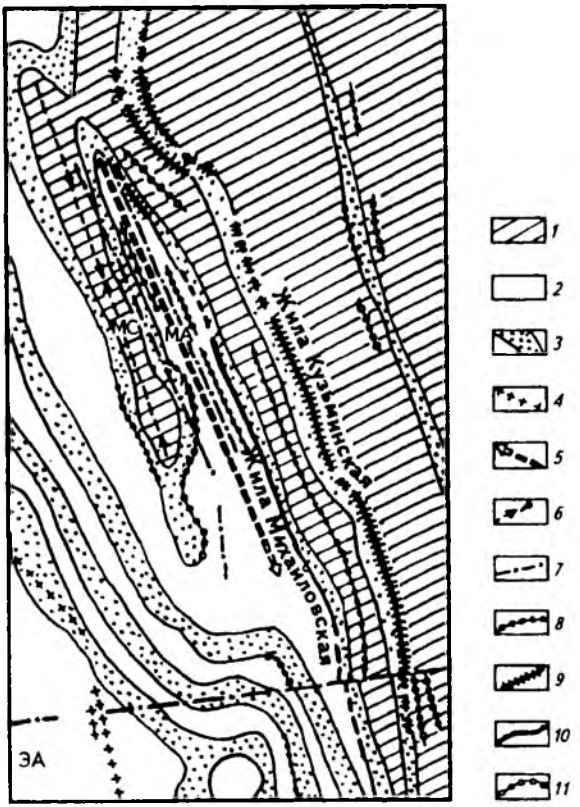


Рис. 117. Схема геологического строения Мангазейского месторождения (по Л. Индолеву и Г. Навойсе)
1 — глинистые сланцы нижней перми; 2— алевролиты верхнего карбона—нижней перми; 3 — песчаники перми и карбона; 4 — дайки кварцевых порфиров; 5 — оси антиклиналей (ЭА — Эндыбальская, МА — Мухалканская); 6 — оси синклиналей (МС — Мангазейская); 7 — разрывные нарушения; 5–11 — жилы: 8 — галенитовые, 9 — карбонат-фрейбергит-галенитовые, 10 — сульфоантимонит-сфалерит-галенитовые, 11 — кварцевые

кварца с галенитом, сфалеритом и тетраэдритом. Поздний этап (главный) разделяется на ряд стадий: 1 — кварц, пирит, арсенопирит; 2 — кварц, сфалерит, мангано-сидерит; 3 — кварц, галенит, манганосидерит, штернбергит ($AgFe_2S_3$); 4 — кварц, анкерит, фрей-бергит $(Cu,Ag)_{12}Sb_4S$, овихин ($Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$), диафорит ($Ag_3Pb_2Sb_3S_8$), миаргирит ($AgSbS_2$), пираргирит, самородные золото и серебро; 5 — манганосидерит, сфалерит; 6 — кварц, манганосидерит, кальцит. Отношение Ag : Au = (500 — 100): 1.

Канджольское месторождение (Узбекистан, Карамазар). Оруденение локализуется в гранитоидах Кураминского батолита верхнепалеозойского возраста, который прорван интрузией табошарских гранитов. Широко развиты дайки граносиенитов, фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов пермско-триасового возраста (рис. 118). В рудном поле встречаются ранние убогосульфидные кварц-золоторудные жилы с серебром и поздние свинцово-серебряные руды в кварц-сульфидных жилах, имеющие главное промышленное значение. Кварц-сульфидные жилы тесно ассоциируют с дайками и контролируются разломами северо-восточного простирания в висячем боку Канджольского разлома. Они представляют собой неправильные плитообразные тела протяженностью 50 — 1000 м, соединенные прожилками и жилами лестничного типа. На глубину оруденение прослеживается до 1500 м.

По минеральному составу это кварц-карбонатно-сульфидные руды, сложенные комплексом сульфидов и сульфосолей. Ранняя ассоциация имеет кварц-арсенопиритовый состав с висмутином и галеновисмутином. Следующая галенит-сфалеритовая ассоциация является сереброносной (содержание сфалерита — 10 — 270, галенита — 1560 — 14000 г/т). Затем проявилась халькопирит-тетраэдрит-фрейбергитовая ассоциация с полибазитом и аргентитом. Завершающей была кварц-карбонат-пираргиритовая ассоциация, несущая основную массу сульфосолей серебра.

Серебряные минералы широко распространены в восточной части рудного пояса, где образуют прожилки и мономинеральные жилы. В зоне окисления, которая достигает 150 м, происходит значительное

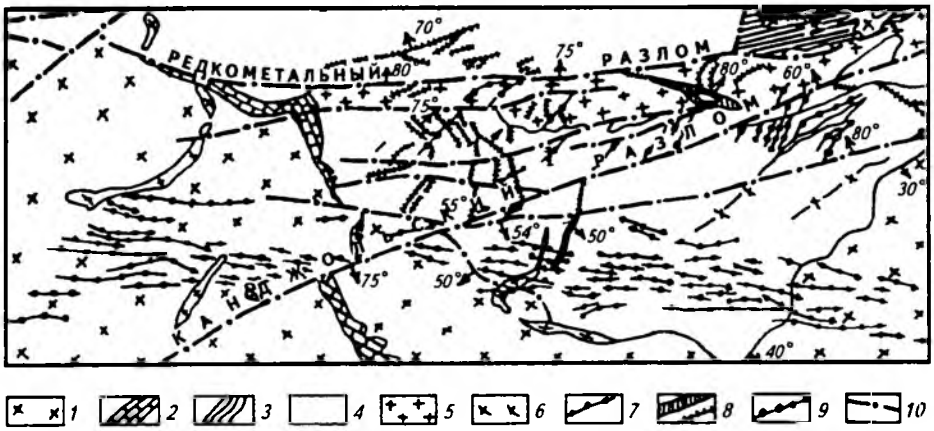


Рис. 118. Схематическая геологическая карта Канджольского рудного поля (по В. Турлычкину)

1 — вулканогенно-осадочные образования (C_2); 2 — известняки (D_3-C_1); 3 — песчано-глинистые сланцы (O–S); 4 — гранодиориты (C_3-P_1); 5 — граниты (P_1); 6 — кварцевые порфириты и фельзит-порфиры; 7 — диабазовые порфириты; 8 — кварц-золоторудные жилы, 9 — серебро-полиметаллические рудные жилы; 10 — разрывные нарушения

обогащение глинисто-лимонитовой фракции серебром (сотни граммов на тонну).

Вулканогенные гидротермальные месторождения

Характерная особенность большинства таких месторождений — их локализация в полях вулканических пород. При этом рудовмещающими являются вулканические постройки: палеокальдеры, вулканокупольные структуры, вулкано-тектонические впадины. В отдельных случаях месторождения формируются в породах фундамента или обрамления вулканических построек. Однако и здесь они связаны с различными элементами вулканотектоники — вулканическими разломами, дайково-субвулканическими образованиями. Рудные тела имеют жильную форму. Они контролируются разрывными нарушениями, образованными (или подновленными) в поствулканический период.

По составу руд среди вулканогенных гидротермальных месторождений выделяются главные рудные формации: серебро-золотая, серебро-оловянная, серебро-сульфидная и др.

Серебро-золотая формация

Пачука (Мексика, шт. Идальго). Этот известнейший сереброрудный район Мексиканской провинции приурочен к секториальному блоку крупного сводового поднятия. За 450 лет из месторождений Пачука и Реаль-дель-Монте было добыто 35 тыс. т серебра и 150 т золота.

По данным Е. М. Некрасова (1988), рудное поле формировалось (скорее всего) в северном и северо-западном секторах вулканокупольной постройки. В южной части находится жерловое тело этой постройки, сложенное дацитами, риодацитами и их лавовыми брекчиями (рис. 119). Остальная территория занята андезитами и риолитами неогенового возраста, залегающими с пологим (5 — 10°) падением на север и северо-запад. К северу от жерла находится поле даек кварцевых порфиров и дацитовых порфиритов.

Рудная минерализация концентрируется в двух системах близповерхностных эпитермальных жил. Первая из них имеет запад-северо-западное простирание и контролируется, как и дайки, кольцевыми разрывными нарушениями, расположенными к северу от вул-

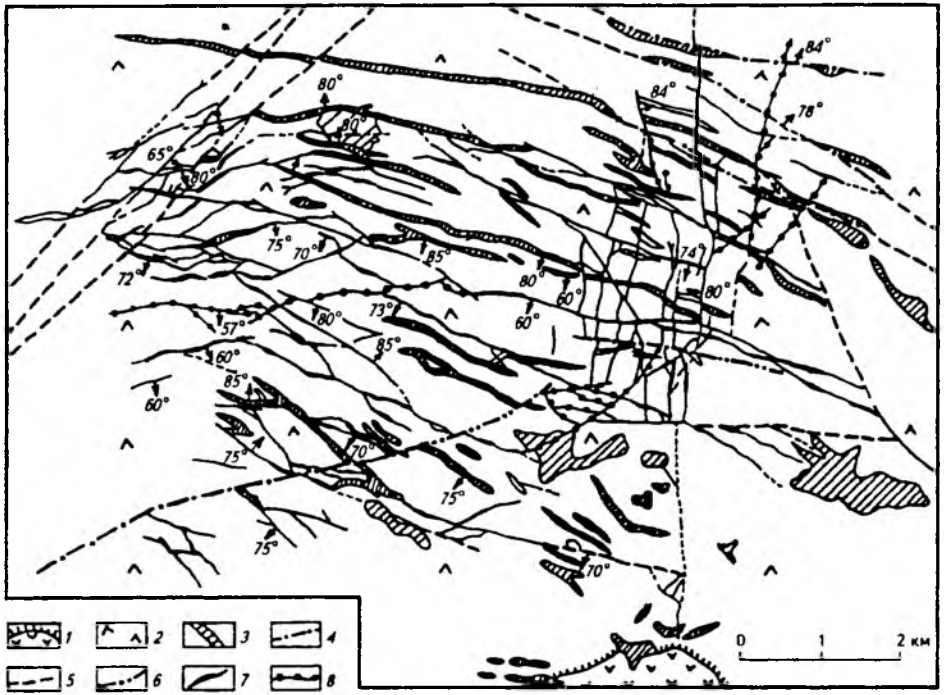


Рис. 119.
Схематическая геологическая карта рудного поля Пачука — Реаль-дель-Монте (по Э. Уиссеру и др.)
1 — дациты и риолиты южного жерлового тела; 2 — лавы и подчиненные пирокласты риолит-андезитовой формации (N_1); 3 — дайки кварцевых порфиров и подчиненных дацитовых порфиритов (N_{1-2}); 4 — дорудные разломы; 5 — их предполагаемые фланги; 6 — послерудные разломы; 7 — золоторудные жилы с ранним зернистым кварцем; 8 — золоторудные жилы с поздним халцедоновидным кварцем

канического центра. В жилах этой системы наблюдаются перегибы, пережимы и раздувы (до 10 м), обусловленные влиянием широтных разрывов. Вторая система рудных жил является субмеридиональной, контролируется радиальным разломом. Жилы более прямолинейные, имеют плитообразную форму и брекчиевое внутреннее строение. Наиболее крупные жилы прослеживаются по простиранию на 1,5—2,0 км, по падению — до 1 км. Характерны апофизы и параллельные прожилки, сопровождающие протяженные жилы.

Основное количество серебра и золота заключено в рудных столбах. Они вытягиваются вдоль жил почти горизонтально на 200—1000 м. Рудные столбы контролируются изгибами рудовмещающих нарушений и сочленениями их с боковыми оперяющими сколами.

Рудные жилы сложены кварцем нескольких генераций. А. Е. Антонов (1992) относит их к кварцево-серебряной формации. В жильной массе установлены также кальцит, родонит, родохрозит, доломит и барит. Ранние сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. С поздним аметистовидным кварцем связана серебряная минерализация, являющаяся уникальной по разнообразию минеральных форм. Главный минерал — аргентит. Широко распространены полибазит, акантит, миаргирит, пираргирит, прустит, стефанит, штернбергит. Самородное серебро характерно для зон окисления. Золото проявлено в виде электрума в мелкозернистом кварце, пирите и галените. Отношение золота к серебру 1:200.

Дукатское серебро-полиметаллическое месторождение (Магаданская область) расположено в пределах рифтогенного прогиба, заложенного в раннемеловое время и представляющего собой ответвление Охотско-Чукотского вулканического пояса. Оно отрабатывается с 1976 г.

Месторождение приурочено к крупной вулканотектонической депрессии, осложняющей рифтогенный прогиб в участке пересечения крупных разломов меридионального и северо-восточного направлений. Депрессия выполнена высококалиевыми риолитами, их туфами и игнимбритами. Центральная часть депрессии представлена купольной структурой площа-

дью 5х8 км, с падением вулканитов на крыльях под углами 10—30°.

Месторождение локализовано в пределах купольного поднятия и представлено минерализованными зонами мощностью 10—20 м, протяженностью 300—1200 м и рудными жилами мощностью 0,5—2 м, протяженностью 200—300 м. Главные рудные минералы — аргентит, самородное серебро, электрум, сульфосоли серебра, сульфиды цветных металлов. Жильные минералы — кварц, родонит, адуляр, альбит, кальцит, гранат. Продуктивные рудные ассоциации: серебро-кварц-хлорит-сульфидная, адуляр-кварц-серебряная, серебро-кварц-родонитовая. Золото-серебряное отношение в кварц-адуляровых рудах — 1:340, в кварцродонитовых — 1:550. Околорудные изменения — пропилитизация и адуляризация.

Серебро-оловянная формация

Месторождение Потоси (Боливия, Восточные Кордильеры) находится в Центрально-Андийской (Боливийской) олово-серебряной провинции, в участке изменения простирания Южно-Американского вулканического пояса от меридионального к северо-западному. В этом участке, где проявились крупные поперечные разломы близширотной ориентировки, сосредоточена основная масса третичных вулканитов, и располагаются крупнейшие олово-серебряные месторождения Потоси и Оруру. Из руд Потоси в период с 1545 г. было добыто 30 тыс. т серебра. Богатые жилы в основном отработаны, но весьма значительные запасы серебра сосредоточены в рудах средних и низких сортов. Кроме того, на более глубоких горизонтах залегают промышленные руды олова с вольфрамом и сурьмой.

Рудное поле находится в северо-западной части крупного свода. В основании разреза залегают филлиты, песчаники и аргиллиты ордовика. Они перекрыты неогеновыми вулканическими породами — агломератами, вулканическими брекчиями, туфами и лавами андезитового, дацитового и риолитового состава мощностью до 1500 м (рис. 120). Структурная позиция рудного поля определяется куполовидным субвулканическим телом кварцевых порфиров Серро-Рико. В плане оно имеет овальную форму и площадь 1700х1200 м (на

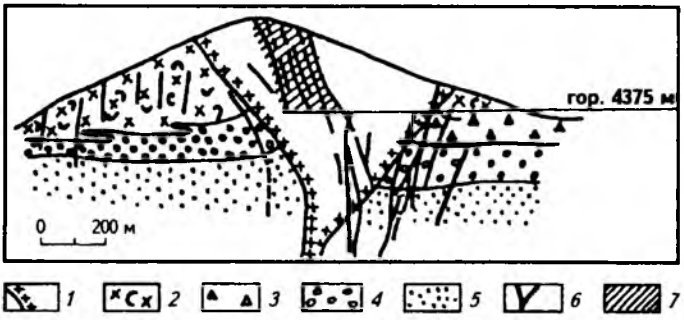


Рис. 120. Геологический разрез месторождения Потоси (по Ф. Тюрнору)
1 — кварцевые порфиры (дациты); 2 — туфы Караколес; 3 — вулканические брекчии Венус; 4 — конгломераты Паилавири; 5 — палеозойские сланцы; 6 — рудные жилы; 7 — минерализованная сереброносная зона трещиноватости

поверхности). На глубине 500 — 600 м это тело переходит в дайку мощностью около 100 м.

В верхней части купола кварцевых порфиров и по его периферии развиты трещины трех систем с простиранием 53,31 и 6°. К ним и приурочены жилы месторождения Потоси. Жилы второй системы образуют крупную зону общей мощностью 175 м в верхней части купола. На нижних горизонтах продуктивными являются жилы других систем. Здесь они переходят из кварцевых порфиров в сланцы.

Длина жил достигает 700 м, мощность колеблется от 5 см до 1 — 1,5 м. На глубину жилы прослеживаются до 600 — 875 м, но богатые руды — до 350 м.

Жилы формировались в пять стадий. В первую выделялись кварц, касситерит, вольфрамит, висмутин, арсенопирит, пирротин. Вторая стадия представлена станнином и халькопиритом. В третью продуктивную стадию отлагались высокосеребристый тетраэдрит, сфалерит, андорит ($AgPbSb_3S_6$), матильдит ($AgBiS_2$). С четвертой, также продуктивной на серебро, связано образование так называемой «красной серебряной руды», состоящей из пираргирита, прустита, а также джемсонита, буланжерита, сфалерита, галенита. Для пятой стадии характерны прожилки алунита.

Вертикальная зональность выражается в распространении серебряных руд (тетраэдрит, андорит, прустит, пираргирит) на верхних горизонтах, с глубиной начинают преобладать станнин, халькопирит, висмутин и вольфрамит. Околорудные изменения: окварцевание (на верхних горизонтах), серицитизация, аргиллизация и алунитизация. Содержание серебра составляет 300 – 3000 г/т, олова — в среднем до 4%.

Серебросодержащие формации медных руд

Серебро добывается попутно из некоторых медно-порфировых, медноколчеданных руд и медистых песчаников. К последним относится известное Джезказганское месторождение меди, описанное в подразделе «Медь». Серебро присутствует в рудах в самородной форме или в других минеральных видах. Как самородная примесь оно входит в решетки сульфидов. По возрастанию содержания серебра выделяется ряд «галенит — халькопирит — борнит — халькозин». Серебряная минерализация установлена в рудах Удоканского месторождения меди.

Металлогения

Эволюция интенсивности серебряного рудообразования в геологической истории носит цикличный скачкообразный характер. При этом наиболее продуктивными являются две металлогенические эпохи: позднепротерозойская и альпийская.

Крупные концентрации серебра начали формироваться в позднепротерозойское время, когда были образованы высокосеребристые месторождения колчеданно-полиметаллической и пятиэлементной формаций Канадского, Австралийского и Индостанского щитов. Источником серебра в это время были глубинные базальтоидные магмы. Месторождения часто приурочены к метаэффузивам базальт-андезит-риолитовых серий или к дайковым комплексам основного состава.

Отдельные «вспышки» серебряного рудообразования имели место в каледонскую, герцинскую и киммерийскую эпохи. Так, обогащены серебром герцинские и каледонские полиметаллические формации Ураль-

ской, Казахстанской, Алтае-Саянской, Тянь-Шаньской провинций, связанных с различными этапами формирования складчатых поясов. Установлено, что наиболее богатыми серебром являются месторождения поздних орогенных этапов образования этих поясов. Ко времени орогенеза увеличивается количество сереброрудных формаций, серебросодержащие золото-кварцевые формации сменяются более продуктивными золото-серебряными и серебро-оловянными.

Главнейшей является альпийская эпоха серебряного рудообразования, в течение которой формировались уникальные месторождения серебро-свинцово-цинковой и золото-серебряной формаций Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов. Для этой эпохи характерна тесная связь месторождений серебра с процессами вулканизма. Так, в крупнейшей Мексиканской провинции зона сереброрудных районов и полей приурочена к восточному краю вулканического пояса Сьерра-Мадре. Оруденение ассоциирует с контрастной риолит-андезит-базальтовой вулкано-плутонической серией. В Средиземноморском поясе месторождения серебра связаны с андезит-дацит-риолитовым комплексом вулканитов. Рудные поля контролируются вулканическими постройками (куполами, кальдерами, диатремами) или субвулканическими интрузивами. Серебро поступало в гидротермальные системы из мантийных и коровых источников.

По данным А. Е. Антонова, месторождения серебра приурочены к самым разнообразным блокам земной коры — континентальным различного режима, островодужным и океаническим, в соответствии с чем можно выделить сереброрудные провинции нескольких типов.

Окраинно-континентальные провинции расположены в пределах краевых вулканических поясов, что наиболее характерно для Тихоокеанского кольца и центральной части Средиземноморского пояса. Провинции окраинно-океанического типа находятся в пределах островодужных вулканических поясов, которые приурочены к глубинным разломам линии Беньофа, и обрамления океанических впадин (Японская и другие провинции). Крупнейшие месторождения се-

ребра приурочены к металлогеническим провинциям совмещенного окраинно-континентального и окраинно-океанического типов (Мексиканско-Центрально-Американская система провинций).

Континентальные металлогенические провинции формировались на активизированных в мезо-кайнозое окраинах платформенных областей (Боливийская оловянно-серебряная, Центрально-Европейская провинции).

Сереброрудные провинции древних платформ связаны с зеленокаменными поясами докембрийских метавулканитов (оз. Верхнего на Канадском щите), с зонами регионального метаморфизма и гранитизации (Большого Медвежьего Озера на Канадском щите, Северокарельская на Балтийском щите и др.). В последние годы получены данные о высокой сереброносности срединно-океанических хребтов (Восточно-Тихоокеанская, Красноморская провинции). Здесь серебро ассоциирует с рудами цинка и меди, образует участками значительные по масштабам скопления и в будущем может быть извлечено вместе с другими компонентами этих залежей.

Наиболее важные в промышленном отношении сереброрудные провинции мира находятся в пределах мезо-кайнозойских окраинных складчатых поясов с интенсивным проявлением вулканизма. Это провинции Американской ветви Тихоокеанского кольца (провинции Мексиканская, Западных щитов США, Перуанская, Чилийско-Боливийская) и его Восточно-Азиатской ветви (провинции Японская, Филиппинская, Охотско-Чукотская, Сихотэ-Алинская и др.).

Вторым по значимости после Тихоокеанского является Средиземноморский складчатый пояс, который включает сереброрудные провинции — Западно-Средиземноморскую, Карпато-Балкано-Динарскую, Центрально-Европейскую, Ирано-Афганскую, Индокитайскую и другие.

В Атлантическом поясе известны две сереброносные провинции — Северо-Аппалачская и Британская, которые по продуктивности не имеют особо важного значения. Более продуктивны на серебро провинции древних щитов — Канадского (Северо- и Южно-Канадская провинции), Балтийского (Центрально-Бал-

тийская), а также ряд провинций Африканского и Индостанского щитов.

Металлы платиновой группы

В состав металлов платиновой группы кроме платины входят палладий, иридий, родий, осмий и рутений. Самородная платина в древности была известна в Египте, Эфиопии, Греции и Южной Америке. В XVI в. испанские конкистодоры обнаружили в Южной Америке вместе с золотом тусклый белый металл и назвали его уменьшительным словом «серебришко» от испанского слова plata — научное описание этого металла сделал Уатсон в 1741 г. В 1803 г. У. Воллостон обнаружил в самородной платине палладий и родий, а в 1844 г. казанский химик К. Клаус — иридий и осмий. При исследовании остатков очистки уральской самородной серы в Петербургском монетном дворе К. Клаус открыл рутений (название которого происходит от латинского названия России).

В России платина впервые была найдена в 1819 г. в Верхне-Исетском округе (Урал), а в 1824 г. была открыта почти чистая платиновая россыпь в Гороблагодатском округе. В конце XIX в. платину находят в золотых россыпях Восточной Сибири и в Вилюйском районе Якутии. В 1827 г. в России начали выпускать платиновые монеты.

Использование платиноидов обусловлено сочетанием их уникальных физико-химических свойств (тугоплавкость, химическая стойкость, электропроводность, пластичность, свариваемость и др.). До 1940 г. более 50% платины использовалось для изготовления украшений. В настоящее время платиноиды применяются как катализаторы (50%), в электротехнической, нефтехимической, автомобильной, медицинской отраслях промышленности (25%), при производстве химической аппаратуры и антикоррозийных покрытий (15%), а также в ювелирном деле (10%).

Подтвержденные запасы платиноидов — 52,43 тыс. т (в том числе платины 25,03), из них в ЮАР — 49,9 тыс. т платиноидов (платины 23,9 тыс. т), в Канаде — 580 т (207 т), в США — 870 т (200 т).

Основная часть запасов (99,1%) платиноидов в зарубежных странах содержится в собственно платиновых коренных месторождениях магматического происхождения (ультраосновные стратифицированные интрузивы ЮАР, США и Зимбабве). Около 0,7% запасов связано с сульфидными медно-никелевыми месторождениями (Канада, Австралия, Финляндия). На медно-порфировые и россыпные (США, Югославия) и россыпные (Колумбия, США) приходится по 0,1% запасов.

По запасам и добыче платиноидов Россия занимает одно из ведущих мест в мире. При этом 99,4% запасов приходится на сульфидные медно-никелевые месторождения (Норильский район, Кольский п-ов). Из этих руд в стране добывается 98,5% платиноидов. Новые коренные месторождения выявлены в Амурской области и Карелии.

Собственно платиновые месторождения России представлены россыпями, которые сконцентрированы на Урале и разрабатываются более 170 лет. Выявленная в Хабаровском крае Кондерская россыпь по количеству и содержанию платиноидов превышает уральские месторождения.

Объем мировой добычи платиноидов за период существования платиновой отрасли промышленности составляет более 3 тыс. т, из них за последние 10 лет добыто 1,2 тыс. т. На долю ЮАР (Бушвельдский комплекс) в 1993 г. приходилось 87% суммарного ежегодного производства зарубежных стран (202 т платиноидов, из них 115 – платины). Доля Канады составляет 6% (13 т платиноидов), из них 90% всего объема продукции приходится на месторождение сульфидно-никелевых руд Садбери. В США было добыто 8,3 т платиноидов, в Колумбии — 2,2 т.

Промышленными считаются коренные руды с содержанием платиноидов от 3 – 5 до 10 – 15 г/т и с запасами 1 т и выше, к средним относятся месторождения с запасами 10 – 50 т, а к крупным — 100 – 500 т.

Цены на платиноиды в последние годы колеблются в пределах (в долларах США за грамм): платина — 13,0 – 16,5, палладий — 4,86 – 21,9, родий — 24,5 – 62,39, иридий — 1,65 – 3,0, осмий — 13 – 14, рутений — 0,5 – 1,0.

Геохимия и минералогия

Содержания платиноидов в земной коре составляют (в %): платина — $5 \cdot 10^{-7}$, палладий — $13 \cdot 10^{-7}$, иридий — $1 \cdot 10^{-7}$, осмий — $50 \cdot 10^{-7}$, рутений — $5 \cdot 10^{-7}$, родий — $1 \cdot 10^{-7}$. В природе известны два изотопа иридия, по шесть изотопов — платины и палладия, по семь — осмия и рутения. Коэффициент концентрации их составляет 1000, кроме осмия (50) и рутения (200).

Для эндогенных процессов характерна связь платиноидов с глубинными ультраосновными и основными магмами. Они концентрируются в сульфидных медно-никелевых месторождениях в процессе кристаллизационной или ликвационной дифференциации магм (вкрапленные руды) или путем множественных инъекций сульфидного расплава, возникшего в промежуточных магматических камерах (массивные руды). В хромитовых месторождениях накопление платиноидов происходит в результате последовательно проявленных сегрегационно- и ликвационно-магматических и пневматолитово-гидротермальных процессов.

Очень редко платиноиды концентрируются в постмагматических скарновых и гидротермальных месторождениях, связанных с базальтоидными магмами.

В экзогенных процессах металлы платиновой группы, устойчивые к химическому выветриванию, накапливаются в аллювиальных и других россыпях.

Платиноиды содержатся в составе более 90 минералов. Среди них выделяются: 1) самородные платиноиды и природные сплавы — в самородном виде встречаются все платиноиды, но наиболее часто платина; сплавы (твердые растворы платиноидов) — изоферроплатина Pt_3Fe (Pt — 90%), осмирид Jr,Os (Jr — 65 — 80); иридосмин Os, Jr (Os — 50 — 80); рутениридосмин Ru, Os, Jr; 2) интерметаллические соединения с оловом, свинцом, висмутом, сурьмой и теллуром — станниды типа рустенбургита (Pt_3Sn), паоловита (Pd_2Sn); плюмбоиды типа плюмбопалладинита (Pd_3Pb_2); висмутиды типа соболевскита (PdBi); теллуриды типа мончеита ($PtTe_2$); 3) сульфиды, арсениды, сульфоарсениды — куперит PtS (85), брэггит (Pt,Pd,Ni)S (Pt — 32 — 58, Pd — 17 — 38), высоцкит (Pd,Ni)S (Pd — 39,5), лаурит RuS_2 (61), сперрилит $PtAs_2$ (56), холингвортит RhAsS (49).

Типы промышленных месторождений

Среди промышленных месторождений металлов платиновой группы выделяются магматические (ликвационные, раннемагматические и позднемагматические) и россыпные.

Магматические месторождения

Месторождения платиноидов приурочены к ритмически и циклически расслоенным плутонам основного — ультраосновного состава или к массивам центрального типа, содержащим карбонаты. В первом случае рудные тела имеют пластовую форму, обусловленную процессами расслоения. В массивах центрального типа наблюдается более сложная морфология оруденения.

Месторождения платиноидов разделяются на собственно платиноносные и платиносодержащие. Среди платиноносных месторождений выделяются раннемагматические типа рифа Меренского в Бушвельдском массиве (платина-хромит-медно-никелевая формация) и позднемагматические типа Нижне-Тагильского месторождения (хромит-платиновая формация).

Месторождения, содержащие платиноиды в качестве попутных компонентов относятся к следующим группам: ликвационные медно-никелевые и сульфидные никелевые норильского типа (медь-никель-платиновая формация); хромитовые с платиноидами кордильерского типа; комплексные медно-и молибден-меднопорфировые.

Наиболее крупный район месторождений платиноидов находится в ЮАР (Бушвельдский комплекс). Известны месторождения Канады (Садбери, Гудньюс-Бэй), Колумбии, Эфиопии, США (Бингем, Сан-Мануэль). В России промышленные месторождения известны в Норильском районе, в «платиновом поясе» Урала, на Алдане (см. рис. 94).

Платина-хромит-медно-никелевая формация

Риф Меренского (ЮАР, Трансваальский бассейн) находится в юго-западной части площади, сложенной силлами Бушвельдского комплекса (рис. 121). В состав комплекса входят серии пород от гарцбургитов, нори-

тов, бронзититов (нижняя зона) до габбро и диоритов (верхняя зона). Заключительные фазы магматизма привели к образованию фельзитов и гранитов. Платиноносной является, так называемая, Критическая зона расслоенной серии Бушвельда, расположенная по разрезу между Главной и Базальной зонами. В нижней части Критической зоны залегают пироксениты, гарцбургиты, хромититы, в верхней части — нориты, анортозиты, хромититы. В верхней части Критической зоны расположен Риф Меренского, сложенный перемежающимися пироксенитами и анортозитами.

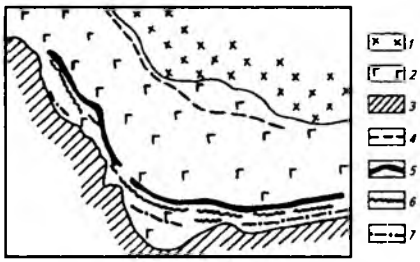


Рис. 121. Хромитовые и платиновые месторождения площади Рустендург массива Бушвельд (по Д.Куну)
1 — граниты; 2 — нориты; 3 — осадочные породы; 4 — тела титаномагнетита; 5 — Риф Меренского; 6 — тела хромитов; 7 — разрывные нарушения

Основные запасы платиноидов Бушвельда сосредоточены в трех горизонтах — рифах Меренского, Плэтриф и UG-2. Риф Меренского сложен порфировыми и пегматоидными пироксенитами с гнездами и прожилками хромитов. Вверху залегают анортозиты и нориты. По простиранию Риф Меренского прослежен на 230 км при средней мощности 0,8 м. Он полого (10—25°) падает к центру массива. На участке Рустенбург залегание Рифа осложняется отдельными депрессиями, имеющими до 300 м в поперечном сечении и прослеживающимися до глубины 60 м. Здесь он залегает на анортозитовом норите, перекрывается пироксенитом и имеет мощность 20—45 см. На некоторых участках наблюдается усложнение формы рудных пластов: встречаются столбообразные залежи диаметром 15—50 м, прослеживающиеся на глубину до 30 м.

Минеральный состав Рифа: ромбический пироксен, битовнит, биотит, хромит, магнетит, ильменит. Участки вкрапленных руд содержат пирротин, пент-

ландит, халькопирит, кубанит, миллерит, валлериит, никелистый пирит. Минералы платиновой группы представлены ферроплатиной, браггитом, куперитом, сперрилитом, лауритом, теллуридами платины и палладия.

Содержание платиноидов составляет 5 — 15 г/т (при фоновом содержании до 50 мг/т). Доля платины в рудах составляет 60%, палладия — 25, рутения — 3,8, родия — 6 — 9, иридия — 0,6 — 1,8, осмия — 0,4 — 0,8%. Содержание сульфидов в Рифе около 1,2%. Ресурсы платиноидов оцениваются в 18 тыс. т.

Риф UG-2 располагается на 20 — 300 м ниже по разрезу Рифа Меренского. Его мощность 0,5 — 2,5 м, протяженность 250 км, содержание платиноидов 5,5 — 7,5 г/т. Доля платины составляет 45 — 50%. Ресурсы платиноидов составляют около 12,2 тыс. т.

Образование платиноидов в промышленных масштабах могло происходить при поступлении дополнительных порций глубинного расплава в камеру с остаточным расплавом. Смешение магм приводило к конвекции и гравитационному осаждению капель сульфидного расплава. При этом наиболее богатые руды накапливались в депрессиях (впадинах) рифов.

Платиновая минерализация Бушвельда формировалась на разных этапах магматического процесса. Руды Рифа Меренского рассматриваются большинством исследователей как раннемагматические. В то же время в районе Лиденбурга известны позднемагматические крутопадающие трубообразные залежи платиноносных дунитов, секущие стратифицированные породы комплекса. Залежи имеют диаметр 10 — 100 м и прослеживаются на глубину до 300 м. В зоне экзоконтакта массива среди доломитов установлены платиноносные скарны (район Потдиетерсраст) и гидротермальные кварцевые жилы с платиной и семистам иридием (район Уотербург).

Хромит-платиновая формация

Нижне-Тагильское месторождение (Средний Урал) находится в пределах массива форстеритовых дунитов, внедрившегося в толщу карбонатно-сланцевых пород девонского возраста (рис. 122). Массив дифференцирован и имеет в плане зональное строение. В централь-

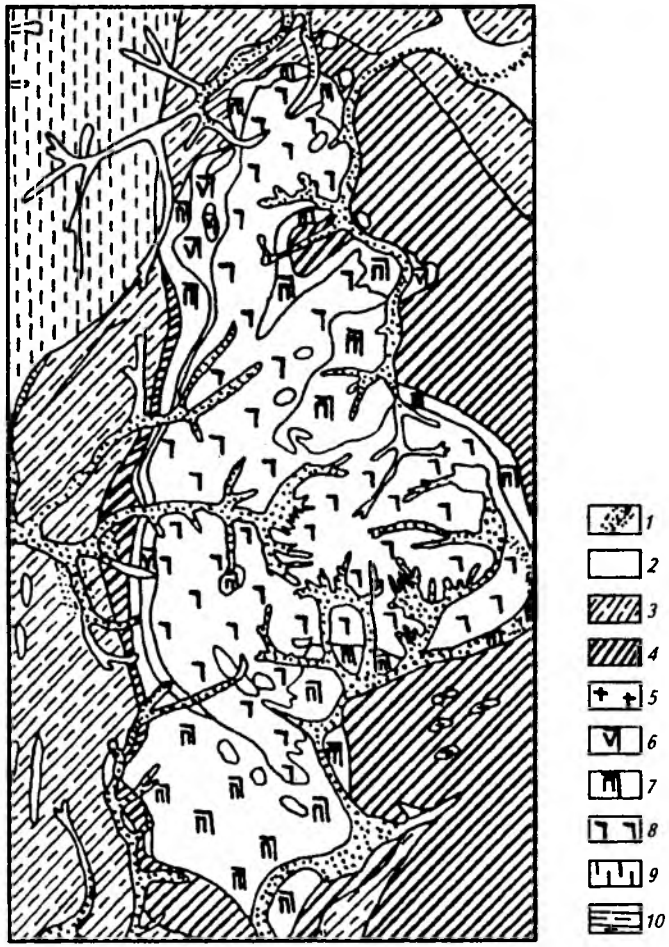


Рис. 122. Схематическая геологическая карта Нижне-Тагильского платиноносного массива (по Н. Высоцкому)
1 — россыпи платины и золота; 2 — четвертичные отложения; 3 — апогаббровые и аподиоритовые амфиболиты; 4 — габбро-диориты; 5 — уралитизированные габбро; 6 — аподунитовые и аподиоритовые амфиболиты; 7 — аподунитовые серпентиниты; 8 — дуниты; 9 — известняки; 10 — сланцы

ной части залегают платиноносные дуниты, местами серпентинизированные. К периферии они сменяются зонами пироксенитов и габбро.

Рудная минерализация в дунитах центральной зоны локализуется в виде рассеянной вкрапленности и отдельных тел более богатых руд. Эти тела представляют собой гнезда, шлиры, линзы, скопления ветвящихся жил, сложенных массивными и густовкрапленными хромитовыми рудами с повышенной концентрацией платиноидов. Локализация платиноносных тел обусловлена контракционной прототрещиноватостью дунитов. Внутри этих тел минералы платиноидов занимают межзерновые промежутки среди хромшпинелидов, играя роль цементирующего материала. По данным А. Г. Бетехтина, платиновая минерализация имеет позднемагматическое происхождение.

Минеральный состав руд — хромшпинелиды, поликсен, иридистая платина, осмистый иридий, платинистый иридий, лаурит, стибиопалладинит, пентландит, кубанит. Были встречены платиновые самородки, наиболее крупный из которых весил 427 г.

Медь-никель-платиновая формация

Норильский рудный район (Северная Сибирь) включает ряд месторождений сульфидных медно-никелевых руд с платиной, описанных в подразделе «Никель» (Талнах-Октябрьская группа). Рудные тела (донные залежи, жилы) находятся в пределах стратифицированных интрузивов, принадлежащих к траппповой вулкано-плутонической ассоциации Сибирской платформы.

Платиновая минерализация сконцентрирована в сульфидных рудах нижних рудоносных «толщ» интрузивов и в экзоконтактовых метасоматитах. Породы имеют повышенную основность и представлены такситовыми, троктолитовыми и пикритовыми габбро-долеритами.

Платиноносные рудные тела относятся к нескольким типам: пластообразные пологозалегающие слои с вкрапленностью пентландит-халькопирит-пирротинового состава; инъекционно-магматические сплошные руды плитообразных залежей, линз и жил; инъекционно-метасоматические прожилково-вкрапленные

руды различного состава; брекчиевидные эпигенетические пирротиновые и халькопиритовые руды эндоконтактов.

Наибольшие концентрации платины и палладия установлены в залежах, линзах и жилах сплошных руд внутри интрузивов.

Состав руд отличается большим количеством минералов (более 50) и разнообразием минеральных форм платиноидов. На Октябрьском месторождении установлено 39 минералов платины и палладия. Главными являются паоловит Pd_2Sn и соболевскит PdBi. На Норильском месторождении преобладают тетраферроплатина (Fe, Ni, Cu) Pt и рустенбургит $(Pt, Pd)_3 Sn$. Встречаются железистая платина Pt_3Fe_2, атокит $(Pd, Pt)_3 Sn$, плюмбопалладинит Pd_3Pb_2, сперрилит $PtAs_2$ и др. Минералы платиноидов образуют микроскопические мономинеральные выделения размером 1 — 15 мкм или полиминеральные сростки до 70 мкм.

Россыпные месторождения

Россыпные месторождения платиноидов формируются при разрушении сравнительно бедных, но значительных по площади и запасам платиноносных интрузивных массивов габбро-пироксенит-дунитового состава. Образуются элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи, которые тесно связаны с коренными источниками платиновых минералов.

Минеральный состав шлиховых комплексов — хромшпинелиды, оливин, пироксены, титаномагнетиты в сростках с минералами платиноидов. Последние представлены поликсеном, самородной платиной, ферроплатиной, купроплатиной, иридистой платиной, встречается иридистое и платинистое золото. Содержание платиноидов в аллювиальных россыпях изменяется от нескольких миллиграммов до сотен граммов на 1 $м^3$.

Россыпные месторождения платиноидов известны в России (Урал, Сибирь), США, Колумбии, Зимбабве, Заире, Эфиопии и других странах.

Россыпи Инаглинского месторождения (Восточная Сибирь, Алдан) являются типичным примером россыпей, возникших при эрозии щелочных интрузивов (сиенитов, сиенит-порфиров, форстеритовых ду-

нитов). Содержание платиновых металлов в таких массивах колеблется от 1 – 2 до 35 – 40 г/т. Массивы инаглинского типа (мезозойского возраста) отличает концентрически-зональное строение. Они являются источниками коренных руд платиноидов.

Россыпь имеет элювиально-аллювиальное происхождение. Разрез начинается с дресвы дунитов с платиноносными шлирами. В вышележащем аллювии имеется продуктивный пласт красно-бурых мелкозернистых песков.

Платиноиды установлены также в древних погребенных и метаморфизованных россыпях. Так, в метаморфизованных древних конгломератах дельтовых россыпей ЮАР (район Витватерсранд) содержатся осмистый иридий, платинистый иридий, сперрилит, бреггит и куперит.

Попутное извлечение металлов платиновой группы возможно из рудных объектов Мирового океана (железо-марганцевых конкреций, корок и нодулей, глубоководных полиметаллических сульфидных образований), платиноносных офиолитовых, трактолит-феррогаббровых и черносланцевых комплексов, а также продуктов переработки платиноидных, хромитовых, полиметаллических, медно-молибденовых, медных и россыпных золоторудных месторождений.

Металлогения

Месторождения платиноидов формировались практически во все металлогенические эпохи, но главными являются протерозойская, герцинская и киммерийская.

В протерозое платиноносными были крупные по размерам расслоенные мафические и ультрамафические комплексы (типа Бушвельдского), внедрившиеся в стабильные континентальные блоки земной коры. В глубоко дифференцированных интрузиях этого типа обособлялись рудоносные «горизонты», содержащие крупные запасы платиноидов ранне- и позднемагматического происхождения. Кроме того, в докембрийских зеленокаменных поясах формировались интрузии толеитового состава (Кольский п-ов, Канада) с ликвационными месторождениями меди, никеля и платинои-

дов. Палеозойская (герцинская) эпоха отличается развитием габбро-дунитовых интрузий с платиноносными хромшпинелидами (Урал), которые были приурочены к рифтовым зонам ранних стадий развития складчатых поясов.

В киммерийскую эпоху в континентальных рифтовых зонах формировались расслоенные интенсивно дифференцированные интрузии габброидного состава, в которых платиноиды ассоциируют с сульфидными медно-никелевыми рудами (Сибирская платформа). Для этой эпохи характерны также ультраосновные-щелочные кольцевые комплексы, содержащие платиноиды. В неоген-четвертичное время происходило образование россыпных месторождений, содержащих платиноиды и являющихся в ряде районов объектами эксплуатации.

Таким образом, главными тектоническими обстановками формирования месторождений платиноидов (по данным А. И. Кривцова) являются зеленокаменные пояса архея-протерозоя, зоны протоактивизации, геосинклинально-складчатые пояса и зоны мезозойской активизации на древних платформах. Наиболее крупные месторождения образовались в зонах высокой динамической активности кратонов и древних платформ в период рифтообразования, когда существовали благоприятные условия для внедрения глубинных магм и их интенсивной дифференциации.

К наиболее крупным платиноносным провинциям мира относятся Южно-Африканская, Западно-Канадская, Северо-Сибирская, Кольская, Уральская и другие.

Литература к разделу IV. «Благородные металлы»

Антонов А. Е. Зарубежные месторождения серебра. М.: Недра, 1992.

Беневольский Б. И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М.: Геоинформмарк, 1995.

Казакевич Ю. П., Ревердатто М. В. Ленский золотоносный район / Геология кайнозойских отложений и типы золоторудных россыпей. Т. 2. Труды ЦНИГРИ. 1972. Вып.88.

Константинов М. М. Провинции благородных металлов. М.: Недра, 1984.

Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканических поясов мира. М.: Недра, 1984.

Кривцов А. И. Месторождения платиноидов. Итоги науки и техники. Т. 18. Рудные месторождения. М.:ВИНИТИ, 1988.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988.

Модели рудных районов и месторождений Сибири / Ж. В. Семинский, В. А. Филонюк и др. М.: Недра, 1995.

Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.

Семинский Ж. В., Филонюк В. А., Черных А. Л. Структуры рудных месторождений Сибири. М.: Недра, 1987.

Раздел V
РАДИОАКТИВНЫЕ МЕТАЛЛЫ

■ УРАН

Первые сведения о черном смоляном камне приведены в старой средневековой хронике Яхимовских серебряных рудников в Саксонских Рудных горах. Его появление сопровождалось ухудшением качества серебряных руд, и черный смоляной камень отвозили для закладки старых горных выработок или выбрасывали в отвалы. Немецкий химик Мартин Клапрот, изучавший руды Яхимовских месторождений, определил в 1789 г. в составе черного смоляного камня новый химический элемент и назвал его ураном, в честь новой в те времена планеты Солнечной системы.

В половине XIX столетия соли урана нашли первое применение как красители в стекольной и фарфоровой промышленности.

Открытие французским физиком Г. Беккерелем в 1896 г. явления радиоактивности вновь привлекло внимание ученых к урану. Из тех же урановых руд с отвалов Яхимовских рудников Пьером и Марией Кюри в 1898 г. был получен радий. С этого времени началось освоение урановых руд как источника радиоактивного излучения.

В 1905 г. Альберт Энштейн разработал принцип эквивалента массы и энергии. Наиболее благоприятными для расщепления атомных ядер были признаны ядра атома урана. На уран как наиболее возможный источник атомной энергии указал в своих работах в 1910 г. академик В. И. Вернадский. Физики подсчитали: один атом угля дает энергию 2 — 3 эВ, а расщепленный атом урана — 200 — 240 млн эВ. Открывался новый огромный источник энергии.

К 1940 г. ученые мира уже располагали важными теоретическими сведениями в области ядерной физи-

ки, была разработана обширная программа исследований, открывшая новую атомную эру. Теоретически была обоснована реальная возможность получения источника энергии огромной мощности.

В декабре 1942 г. в США экспериментально была получена цепная реакция внутри атомного котла, а в августе 1945 г. весь мир убедился в огромной разрушительной силе атомного оружия.

В Советском Союзе работы над созданием ядерной бомбы возглавил академик И. В. Курчатов. Примерно за такое же время, как и американские исследователи, советские ученые осуществили программу по производству атомного оружия.

Одновременно с созданием атомного оружия производились работы по использованию энергии атома в мирных целях. В 1954 г. в нашей стране была пущена первая атомная электростанция, а в 1957 г. мирный атом привел в движение ледокол «Ленин». С этого времени атомная энергетика находит все большее применение в народном хозяйстве. Несмотря на серьезные осложнения, вызванные аварией на Чернобыльской АЭС, большинство ученых считают, что ядерная энергетика — реалии нашего современного мира. На ее долю в настоящее время в мире приходится 16% всей производимой энергии. Во Франции на долю атомных электростанций приходится более 70% всей вырабатываемой энергии, в Бельгии — 66%, Швеции — 50%, Финляндии — 37%, Великобритании и США — по 18%, Японии — 29%, Южной Корее — 53%, странах СНГ — около 11%.

Развитие ядерного оружия создало особенно высокий спрос на уран. Во многих странах проводятся активные поиски новых урановых месторождений, что привело к открытию крупных ураново-рудных провинций в Канаде, Австралии, Бразилии, Нигере, Казахстане, России, Узбекистане, Украине (рис. 123 на стр. 522).

По состоянию на 1 января 1994 г. разведанные запасы урана стоимостной категории до 80 долл/кг в 39 странах мира оцениваются в 2,9 млн т. Наиболее крупными запасами урана (в тыс. т) владеют восемь стран: Австралия (470), Казахстан (340), ЮАР (325), Россия (180), Нигер (172), Бразилия (163), Канада (148) и США (117).

Эти же страны являются наиболее крупными его производителями. Из 31400 т урана, добытого в 1994 г., на до-

лю Канады приходится 34%, Нигера — 9,2%, Узбекистана — 8%, России — 7,3%, Австралии — 6,7%, Казахстана — 6,7%, Намибии — 5,4%, ЮАР — 5,1%, США — 4,1%.

Потребности урана определяют и его цену на международном рынке. Особенно резкое увеличение цен (до ПО долл/кг) приходится на годы активного наращивания атомного оружия (1978 — 1980 гг.). С 1985 г. наступает их относительная стабилизация на уровне 20 долл/кг. Крупные месторождения имеют запасы урана более 10 тыс. т, средние — 1 — 10 тыс. т, мелкие менее 1 тыс. т.

Производство урана за последние годы, начиная с 1988 г., систематически снижается и в настоящее время уже не обеспечивает все возрастающие потребности атомной энергетики (рис. 124). Дефицит пока покрывается за счет складских запасов. Эта же закономерность прослеживается в производстве и потреблении урана в России. Хотя производство урана, начиная с 1988 г., снизилось с 24 до 10 тыс. т, мировое потребление возрастает, и к 1994 г. оно приблизилось к его годовому производству.

После распада СССР на территории России осталось только одно крупное горно-добывающее предприятие — Приаргунский горно-химический комбинат. Учитывая неизбежность дальнейшего развития атомной энергетики, поиски новых месторождений урана вновь приобретают актуальность.

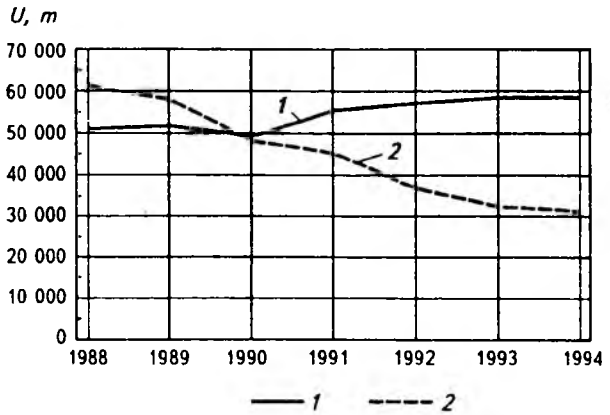


Рис. 124. Мировое производство и потребление урана
1 — потребление (по Г. Андерхиллу); 2 — производство

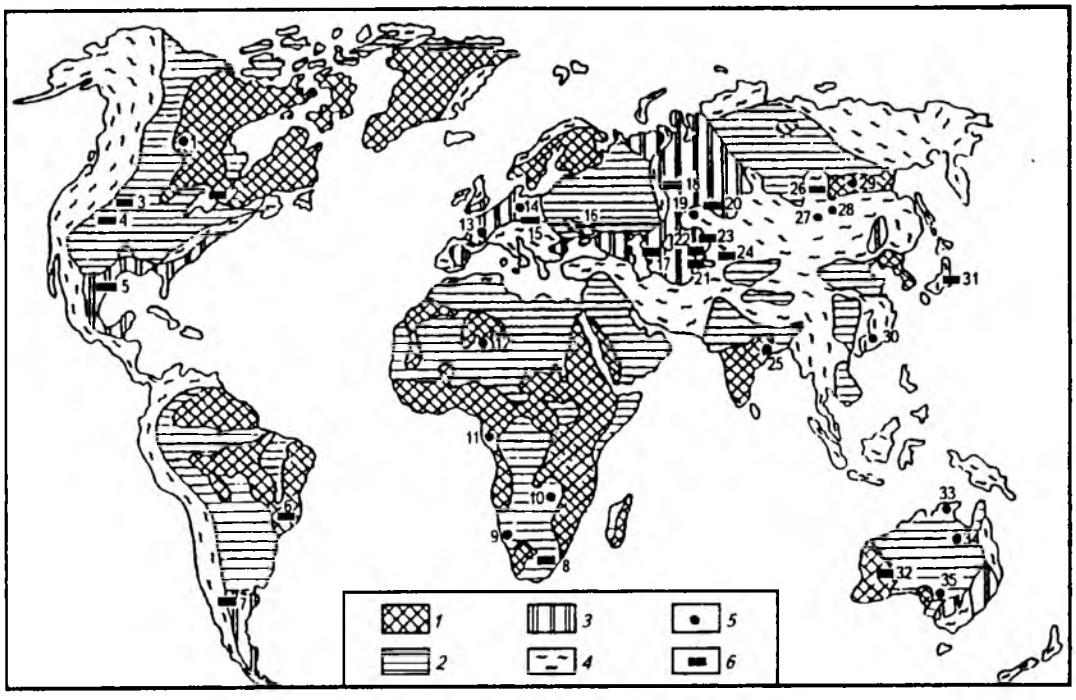


Рис. 123. Основные районы распространения урановых месторождений: 1 — щиты древних платформ; 2 — чехол древних платформ; 3 — чехол молодых платформ; 4 — складчатые пояса; районы урановых месторождений: 5 — эндогенных, 6 — экзогенных (1 — Атабаска, 2 — Блайнд-Ривер, 3 — Вайоминг, 4 — плато Колорадо, 5 — Техас, 6 — Сьерра-де-Жакобина, 7 — Сьерра-Пинтада-Маларгуэ, 8 — Витватерсранд, 9 — Россинг, 10 — Замбийско-Заирский, 11 — Габон, 12 — Агадес, 13 — Центрально-Французский, 14 — Рудногорский, 15 — Лабский, 16 — Центрально-Украинский, 17 — Прикаспийский, 18 — Зауральский, 19 — Северо-Казахстанский, 20 — Семизбайский, 21 — Чу-Сарысуйский, 22 — Сыр-Дарьинский, 23 — Центрально-Кызыл-Кумский, 24 — Верхнеилийский, 25 — Сингбум, 26 — Витимский, 27 — Дорнотский, 28 — Стрельцовский, 29 — Центрально-Алданский, 30 — Юго-Восточный Китай, 31 — Хонсю, 32 — Йилирри, 33 — Аллигейтор-Риверс, 34 — Маунт-Айза, 35 — Олимпик-Дам)

Геохимия и минералогия

Уран в Периодической системе элементов Менделеева имеет порядковый номер 92, атомную массу 238,07 и является членом группы элементов, выделяемых в семейство актиноидов. Известно три природных изотопа урана: ^{238}U (99,2739%), ^{235}U(0,7024%) и ^{234}U(0,0057%). Периоды их полураспада соответственно $4{,}51 \cdot 10^9$, $7{,}3 \cdot 10^8$ и $2{,}48 \cdot 10^5$ лет. Изотопы ^{238}U и ^{235}U — родоначальники двух радиоактивных родов. Естественный распад ^{238}U заканчивается накоплением стабильного изотопа ^{206}Pb, а ряд ^{235}U — изотопа ^{207}Pb. Соотношения этих изотопов по достижении полного периода полураспада стабильны и используются для определения абсолютного возраста урановых руд.

Кларк урана в земной коре $2{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Прослеживается закономерное его увеличение от пород ультраосновных (базитов) к основным (мезитам) и кислым (окситам). Их кларки (в %) соответственно — $3 \cdot 10^{-7}$; $5 \cdot 10^{-5}$; $3{,}5 \cdot 10^{-4}$.

Уран относится к элементам переменной валентности и в химических соединениях может находиться в состоянии U^{3+}, U^{4+}, U^{5+} и U^{6+}. Ион U^{3+} не характерен для природных условий. Он отличается высокой восстановительной активностью и переходит в более стабильную форму U^{4+}. Ион U^{5+} тоже неустойчив в природных условиях и достоверно известен лишь в искусственных соединениях. Ионы четырех- и шестивалентного урана имеют восьмиэлектронную структуру внешней оболочки и обладают в связи с этим литофильными свойствами, высоким сродством к кислороду и встречаются в природе в виде оксидов или солей кислородных кислот. Четырехвалентные соединения урана слабо растворимы, а шестивалентный уран образует устойчивый в природных условиях комплексный катион уранильной группы $(UO_2)^{2+}$, что обеспечивает возможность его миграции.

В эндогенных и экзогенных процессах уран по-разному ведет себя.

Собственно магматические процессы завершаются образованием пород различного состава — кислого, среднего, основного, ультраосновного, щелочного, ультращелочного. Распространенность урана в них опре-

деляется прежде всего их химическим составом. Наибольшие концентрации отмечаются в щелочных и ультращелочных породах типа сиенитов и лопаритовых луявритов — $(10-80)\cdot10^{-4}$%. Уран, как и торий, изоморфно входит в состав сложных силикатов и титанатов таких, как эвдиалит, лопарит, ферсманит и др. В породах кислого состава содержание урана составляет в среднем $(3-4)\cdot10^{-4}$%. Он накапливается как в виде примесей в акцессорных минералах (циркон, ортит, монацит, сфен, апатит и др.), так и в форме «подвижного» урана в микровключениях и межзерновых швах.

На поздней стадии кристаллизации гранитной магмы, характеризующейся повышающимся окислительным потенциалом, уран переносится и отлагается нагретыми минерализованными водными растворами (гидротермами), циркулирующими по системе трещин и зонам повышенной проницаемости горных пород. По данным Г. Б. Наумова, перенос урана возможен в гидротермальных растворах с высокой концентрацией углекислоты — до нескольких десятков граммов на килограмм воды. Ассоциация урановых минералов с карбонатами наиболее распространена в природных условиях. Довольно часто настуран ассоциирует также с кварцем и флюоритом, что подтверждает присутствие в растворах ионов кремнезема и фтора.

Наиболее распространенной считается концепция о переносе урана в форме иона уранила $(UO_2)^{2+}$ в виде уранил-карбонатных комплексов $[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$ или $[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$.

В верхних частях земной коры под воздействием атмосферы, поверхностных вод и биологических факторов развивается зона гипергенеза. В окислительной обстановке четырехвалентные соединения урана становятся неустойчивыми, и уран как элемент переменной валентности относительно легко переходит в легкорастворимый ион уранила $(UO_2)^{2+}$ и может мигрировать в поверхностных водах на значительные расстояния. Обогащенные кислородом поверхностные воды весьма благоприятны для этого. Интенсивность процессов миграции определяется климатом и физико-химическими параметрами приповерхностных вод: кислотно-щелочными свойствами (pH) и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh).

В виде легкорастворимых комплексных соединений уран выщелачивается из коренных месторождений и горных пород и поступает в поверхностные водные растворы. Осаждение урана в зоне гипергенеза происходит на геохимических барьерах в зонах перехода от окислительной к восстановительной обстановке при изменении кислотно-щелочной среды. В зависимости от обстановки выделяют геохимические барьеры разных типов: восстановительные, восстановительно-сорбционные, нейтрализационные кислотно-щелочные. Уран сорбируется органическим веществом (торфяники, гумус, разлагающиеся животные и органические остатки), углеводородами, фосфатами, глауконитом, глинами, гидроксидами железа и другими поверхностными продуктами, создавая основу для седиментного рудообразования. В процессе пластовой фильтрации урансодержащих вод на восстановительных барьерах формируются крупные урановорудные залежи, приуроченные к зонам пластового окисления с четко выраженной окислительно-восстановительной зональностью.

При метаморфизме отмечается уменьшение содержания урана с увеличением степени метаморфизма. По А. Смыслову (1974), породы зеленосланцевой фации содержат урана $2{,}8 \cdot 10^{-4}$, амфиболовой $-1{,}6 \cdot 10^{-4}$, а гранулитовой $(0{,}4-1{,}0) \cdot 10^{-4}$%. Это связывается с постепенным выносом урана при нарастании метаморфизма.

В природе известно более 100 урановых и урансодержащих минералов. В табл. 2 приведены данные о наиболее используемых минералах.

При оценке технологических свойств руд очень важное значение имеют их химический состав и состав вмещающих пород, обусловливающие выбор способа гидрометаллургической переработки.

Основной показатель качества руд — содержание в них урана. По его содержанию (в %) выделяются пять сортов руд: очень богатые (>1); богатые ($1-0{,}5$); средние ($0{,}5-0{,}25$); рядовые ($0{,}25-0{,}1$); бедные (<0,1).

В мировой практике в настоящее время оценка промышленной целесообразности отработки запасов, кроме степени их разведанности, определяется затратами на добычу и получение килограмма урана. Экономически выгодным считается отработка запасов по

Таблица 2.

Данные об урановых минералах

Минерал	Формула	Содержание урана, %
Уранинит	$K(Th,TR,UO_2)\cdot mPbO$	До 92
Настуран (урановая смолка)	$KUO_2\cdot nUO_3\cdot mPbO$	До 90
Урановая чернь	$UO_{2.70-2.93}$	До 60
Браннерит	$(U,Ca,Th,Y)[(TiFe)_2O_6]$	28–44
Коффинит	$U(SiO_4MOH)_{4x}$	68
Уранофан	$Ca[UO_2(SiO_3OH)]_2\cdot 5H_2O$	67
Отенит	$Ca\,(UO_2)_2\,(PO_4)_2\cdot 6H_2O$	60
Торбернит	$Ca\,(UO_2)_2\,(PO_4)_2\cdot 12H_2O$	61
Цейнерит	$Cu(UO_2)_2\,(AsO_4)_2\cdot 12H_2O$	56
Карнотит	$K_2(UO_2)_2\,(V_2O_8)\cdot 3H_2O$	64

стоимостной категории до 80 долл/кг, вторая категория — 80 – 130 долл/кг.

При оценке технологических свойств урановых руд обязательно должны учитываться их минеральный состав и концентрации других полезных компонентов, форма их нахождения и возможности попутной добычи.

В природе, кроме собственно урановых, существуют и урансодержащие минералы тория, циркония, редких земель. Они существенно различаются по технологическим свойствам. Наиболее легко уран извлекается из собственных минералов — карбонатов и сульфатов, фосфатов, арсенатов, ванадатов и молибдатов. Это, как правило, вторичные минералы зоны гипергенеза, в которых уран присутствует в шестивалентной форме и легко переходит в раствор при обработке слабыми растворами кислот и соды. Хорошо извлекается уран из руд, представленных основными урановыми минералами — настураном и урановыми чернями. Более устойчивыми к процессам выщелачивания являются коффинит и особенно браннерит. Очень трудно уран извлекается из урансодержащих минералов.

Типы промышленных месторождений

Отличительной особенностью урановых месторождений является разнообразие условий их формирования. Выделяются месторождения эндогенной серии (позднемагматические, карбонатитовые, гидротермальные), экзогенной серии (седиментационно-диагенетические, инфильтрационные), мета-морфогенной серии и полигенные.

Месторождения эндогенной серии

Позднемагматические месторождения

Относительно редки и связаны с пегматоидными образованиями кислых и щелочных магм, представленных аляскитовыми гранитами и карбонатитами.

К магматогенным относят месторождения уранинитовой формации в аляскитовых гранитах. Типичным представителем является месторождение Россинг в Намибии. Пространственно оно приурочено к Дамарской складчатой зоне Южно-Африканской платформы. Месторождение представляет собой комплекс раннепалеозойских пегматоидных пород, инъецирующих гнейсы, сланцы и мраморы позднего докембрия. При крупных запасах содержание урана в рудах невысокое (0,03 – 0,06%). Оруденение в виде равномерной вкрапленности приурочено к аляскитам, образующим сложные крутопадающие тела, состоящие из кварца, микроклина и небольшого количества биотита. Выделены две зоны рудоносных аляскитов шириною около 1 км, залегающие согласно с простиранием вмещающих пород. Они прослежены по простиранию более чем на 3 км. Первичные руды представлены аляскитами с мелкой (до 0,1 мм) вкрапленностью уранинита, бетафита и браннерита. В зоне окисления преобладают минералы шестивалентного урана типа бета-уранофана.

Зерна урановых минералов образуют включения в кварце, полевом шпате и биотите, развиваются по мелким трещинкам, с радиоактивными минералами обычно ассоциируют циркон, монацит, апатит, сфен, флюорит, реже встречаются сульфиды, магнетит и гематит.

Формирование месторождения связывают с анатектической переработкой материнских пород, изначально обогащенных ураном. По ослабленным зонам

земной коры из мантийных глубин поступали тепловые потоки, происходило расплавление вмещающих пород и перемещение в вышележащие толщи. Глубинные ювенильные потоки обогащены водой и калием, уран мог заимствоваться из докембрийских пород фундамента. Модельный возраст вкрапленников уранинита определен в 510±40 млн лет.

Месторождение разрабатывается открытым способом, что обеспечивает высокую производительность карьера с годовой добычей урана 2,0—3,0 тыс. т, т. е. 5,4% мировой добычи урана.

Своеобразным месторождением в карбонатитах является Палабора (ЮАР, район Трансвааля). Это крупнейшее медное месторождение, где уран, несмотря на низкие содержания (0,001—0,01%), в течение ряда лет является объектом попутной добычи.

Месторождение приурочено к многофазному кольцевому интрузиву ультраосновных и щелочных пород. Наиболее ранним является трубообразное тело пироксенитов; более поздние комплексы пород представлены сиенитами, рудными полосчатыми карбонатитами с апатитом и безрудными карбонатитами. Возраст пород комплекса определен в 2050 млн лет.

Рудные апатитоносные полосчатые карбонатиты слагают штокообразное тело в центре массива сечением 1,4x0,8 км. В карбонатитах отмечена обильная медная минерализация, которая прослеживается до глубины более 1000 м. Минеральный состав руд весьма разнообразен: апатит, магнетит, титаномагнетит, халькопирит, борнит, кубанит, халькозин, пирротин, пентландит, миллерит, бравоит и другие минералы. Главный урановый минерал — ураноторит. Кроме основного компонента — меди из руд попутно извлекаются уран, золото, серебро и платиноиды.

Гидротермальные месторождения

Объединяют большую группу промышленно важных месторождений с разным составом руд, околорудных метасоматитов, вмещающих пород. Они существенно различаются и по структурам рудных полей и месторождений. Это — продукты химического и энергетического взаимодействия восходящих горячих водных растворов с боковыми породами, а также

поровыми и трещинными водами окружающего пространства. Рудоотложение происходит при насыщении и пересыщении восходящих потоков растворов рудными и сопутствующими компонентами с последующим их выделением на геохимических барьерах и в структурных ловушках на пути миграции. Все эти факторы определяют разнообразие выделенных типов гидротермальных урановых месторождений.

Месторождения урановой и железо-урановой формации в альбититах

Месторождения располагаются в районах древних плаформ, претерпевших тектоно-магматическую активизацию в конце протерозоя. Вмещающие породы представлены глубоко метаморфизованными раннепротерозойскими отложениями древних платформ. Процессы метаморфизма сопровождались мощной гранитизацией и переработкой вмещающих пород в конце раннего протерозоя (1900 — 1700 млн лет), интенсивным ультраметаморфизмом, щелочным метасоматизмом и проявлением наиболее ранних эндогенных месторождений урана. Главными геологическими элементами, определившими условия их формирования и пространственное положение, были крупные линейные зоны глубинного заложения. К ним приурочены урановосные альбититы Канадского (Биверлодж), Индийского (Джадугуда), Бразильского (Итатая) щитов, Украинского кристаллического массива.

Пространственное положение месторождений в Украинском кристаллическом массиве определяет крупная Кировоградско-Черкесская мобильная зона субмеридионального простирания, возникшая в результате переработки пород архейского кристаллического фундамента.

Фундамент сложен кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами. Отдельные реликтовые блоки исходных пород фундамента сохранились и в мобильной зоне. Породы в пределах последней подвергались тектоно-магматической регенерации (рис. 125).

В результате процессов гранитизации, сопровождавшихся увеличением объема пород, в центральной части мобильной зоны возникло купольное сооруже-

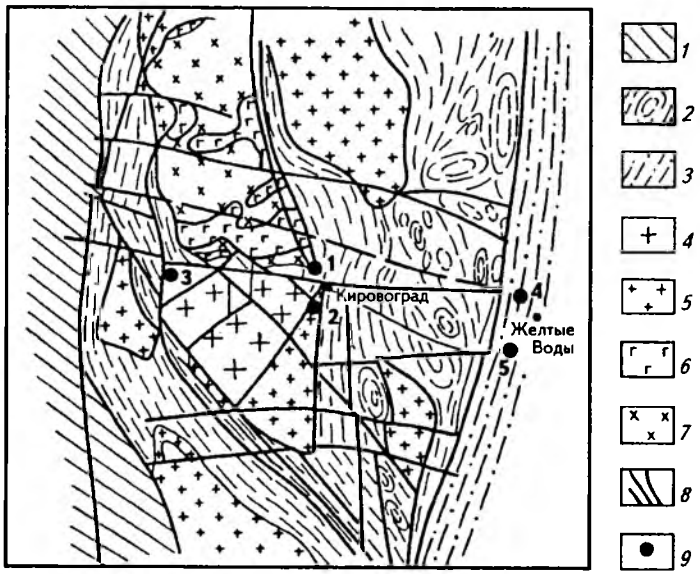


Рис. 125. Геологическая карта Криворожского и Кировоградского урановорудного района (по Н. П. Лаверову и др.)
1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы фундамента; 2 — гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты; 3 — протогеосинклинальный комплекс протерозоя; 4—5 — граниты раннего протерозоя: 4 — ультраметаморфические калиевые, 5 — порфировые и аплит-пегматоидные; 6, 7 — породы конца раннего протерозоя: 6 — габбро-анортозиты, 7 — щелочные граниты; 8 — зоны разломов; 9 — урановые месторождения (1 — Северинское, 2 — Мичуринское, 3 — Ватутинское, 4 — Желтоводское, 5 — Первомайское)

ние. В составе пород здесь преобладают раннепротерозойские калиевые граниты, нормальные граниты, мигматиты, гранитизированные гнейсы, граниты рапакави и габбро. С востока и запада купольное сооружение ограничено крупными субмеридиональными зонами разломов глубинного заложения. Вдоль них особенно интенсивно развивались процессы натриевого метасоматоза, приведшие к формированию зон альбитизации.

К зонам альбитизации и карбонатизации пород приурочены основные урановые месторождения. В за-

висимости от состава пород, степени их метаморфизма и минерального состава руд выделяются два типа месторождений: 1) собственно урановые альбититовые и 2) железо-урановые.

Помимо краевых глубинных разломов месторождения в альбититах известны и в пределах гранитного купола, вдоль зон меридионального и северо-восточного направлений.

Месторождения первого типа образуются в обстановке, когда процессы карбонатно-натриевого метасоматоза накладываются на породы силикатного состава типа гранитоидов (месторождения 1,2, 3, см. рис. 125). Если же процессы альбитизации охватывают породы железорудной формации (железистые кварциты), то возникают *месторождения второго типа* (месторождения 4, 5, см. рис. 125).

Породы железорудной формации мегаморфизованы в амфиболитовой фации, а породы силикатного состава формируются в процессе ультраметаморфизма, проявлявшемся в гранитизации исходных пород.

Собственно урановые месторождения в альбититах залегают в породах, представленных гранитизированными амфиболовыми и слюдяными сланцами, кварцитами, мраморами и гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма. Интенсивное проявление процессов гранитизации привело к появлению характерного переслаивания гнейсов, мигматитов и гранитов с расплывчатыми контактами и постепенными переходами от одних разностей пород к другим. Граниты и мигматиты образовались в связи с процессами протерозойской гранитизации метаморфических пород.

По составу выделяются два типа гранитоидов: плагиоклазовые, формировавшиеся по диабаз-спилитовой и офиолитовой формациям архея, и микроклиновые, развивавшиеся по породам осадочно-терригенных формаций. Микроклиновые граниты отличаются повышенными содержаниями урана, свинца и тория, обогащены щелочами, преимущественно калием. Содержание урана в анатектических гранитах составляет $(6-9{,}6)\cdot10^{-4}$%, общее содержание щелочей (K_2O + Na_2O) — 6 – 8,5%, при этом K_2O: Na_2O = 1,5 – 1,9. С гранитами, имеющими подобное отношение K и Na, пространственно связаны натриевые метасоматиты.

Положение месторождений контролируется разломами крупных зон глубинного заложения, ограничивающих гранитный купол, находящийся в центральной части мобильной зоны с востока и запада (см. рис. 125). Зоны разломов формировались в течение длительного времени, начиная от раннего протерозоя. Заложение их сопровождалось образованием мигматитов и бластомилонитов. Процессы более поздней активизации обусловили образование многочисленных милонитовых швов и зон катаклаза, сопровождаемых метасоматическими изменениями пород. Милониты и катаклазиты развиваются, как правило, вдоль наиболее древних бластомилонитовых швов, имеют мощность десятки метров и особенно интенсивно проявлены среди мигматитов и гранитов, замещающих гнейсы. В тектонических зонах, представленных полосами измененных пород шириной до нескольких десятков метров, выделяются главный тектонический шов с милонитами и брекчиями и оперяющие разрывные нарушения. Типоморфным минералом метасоматических измененных пород является альбит. Альбититы широко распространены вдоль тектонических зон и оперяющих трещин, слагают мелкие и крупные тела (в десятки и сотни метров). Они группируются в крупные зоны протяженностью в десятки километров, прослеженные до глубины 2,5—3 км. К альбититам приурочено урановое оруденение.

В строении зон альбитизированных пород установлена определенная зональность. Она выражается в последовательном замещении исходных минералов вмещающих пород — плагиоклаза, кварца и биотита — альбитом.

В зависимости от состава вмещающих пород в промежуточных зонах могут формироваться рибекит, эгирин, хлорит или эпидот. Наиболее отчетливо процессы альбитизации проявлены в гранитах, хуже — в гнейсах и кристаллических сланцах, что объясняется повышенной проницаемостью гранитов.

Все известные в районе урановые месторождения приурочены к зонам альбититов, но далеко не все альбититы, развитые в районе, урановосны. Их наличие — благоприятная, но не единственная предпосылка для образования промышленных концентраций

урана. Важное условие накопления урановой минерализации — крупные проницаемые зоны катаклаза в долгоживущих разломах, благоприятное сочетание складчатых и разрывных дислокаций (изгибы, участки сопряжений), их механическая гетерогенность (различная степень проницаемости).

Рудные залежи имеют сложную изменчивую форму, нечеткие контуры, их границы определяются только по результатам опробования. Наиболее широко распространены рудные залежи в виде уплощенных линз и столбообразных штокверков. В пределах рудоносной зоны альбититов они залегают кулисообразно. Размеры отдельных залежей по падению, как правило, в 2—3 раза больше, чем по простиранию; мощность их изменяется в широких пределах — от нескольких метров до 50 м, чаще 10—15 м; содержание урана колеблется от 0,07 до 0,2%, в среднем составляет около 0,1%. Руды прожилково-вкрапленного типа.

Минеральный состав руд довольно разнообразный и сложный. Выделяются почти все минеральные модификации урана. Наиболее часто встречаются уранотитанаты, реже — уранинит, ненандкевит, настуран и коффинит. По составу уранотитанаты близки к давидиту, но содержат кремний, железо, алюминий и кальций. Они наблюдаются в виде тонкорассеянной вкрапленности (размеры выделений сотые доли миллиметра) в ассоциации с хлоритом, карбонатом и гематитом. Уранинит и настуран, кроме тонкорассеянной вкрапленности, слагают прожилки с карбонатами и гематитом.

По данным изотопных анализов, время становления альбититов определено в 1900—1800 млн лет, а урановых руд — 1700—1600 млн лет.

Железо-урановые месторождения возникли после наложения карбонатно-щелочного метасоматоза на железистые кварциты. Они залегают в железисто-сланцевых породах нижнего протерозоя и приурочены к глубинному разлому, ограничивающему мобильную зону на востоке рассматриваемой территории (см. рис. 125). Своеобразие месторождений этого типа заключается в приуроченности урановорудных тел к залежам магнетитовых руд, их субсогласном залегании с вмещающими породами, интенсивно изменен-

ными в ходе процессов щелочного и карбонатного метасоматоза.

Урановые месторождения приурочены к железистым и алюмосиликатным породам, смятым в сложные синклинальные складки с флексурными изгибами. Участки интенсивного проявления складчатости осложнены разрывными нарушениями, а породы изменены процессами карбонатного и натриевого метасоматоза. Такие благоприятные участки определяют пространственное положение железо-урановых месторождений, тяготеющих к участкам центриклинального замыкания узкой синклинальной складки или к крупным флексурным изгибам пород продуктивной серии, которые прослеживаются как по простиранию, так и по падению пород.

Железорудные залежи представлены пласто-, линзо- и столбообразными телами амфибол-магнетитового и карбонат-магнетитового состава, локализующимися в железистых роговиках, джеспелитах и сланцах.

По минеральному составу и текстурам различают три типа урановых руд: уранинит-магнетитовый, ненадкевит-альбитовый и настуран-коффинитовый.

Уранинит-магнетитовые руды представлены тонкорассеянной вкрапленностью уранинита (0,001 — 1 мм) в доломите и эгирине, ассоциирующего с магнетитом. Уранинит в тесном срастании с гематитом окружает относительно более крупные зерна мартитизированного магнетита. Для руд характерна полосчатая текстура, унаследованная от магнетитовых руд.

В *ненадкевит-альбитовых рудах* главный урановый минерал — ненадкевит — слагает мелкие прожилки, гнезда или тонкорассеянную вкрапленность (0,001 — 0,1 мм) в мелкозернистых альбититах, в состав которых в небольшом количестве входят эригин, рибекит, хлорит, кальцит, гематит. Кроме ненадкевита отмечены браннерит и уранинит. Руды этого типа формируют промышленные залежи урановых руд силикатного типа.

Настуран-коффинитовые руды локализуются в карбонатных или натриевых метасоматитах. Для них типичны прожилковые и брекчиевые текстуры. Встречаются достаточно часто, но в ограниченных количествах и самостоятельного промышленного значения не имеют.

Месторождения двух выделенных типов имеют общий генезис и отличаются лишь тем, что метасоматиты железо-урановых месторождений развивались по породам железорудной формации, а собственно урановых месторождений — по силикатным породам гранитоидного состава.

В настоящее время существуют три концепции их формирования: метаморфогенная, гидротермальная постмагматическая и метеорно-ювенильная.

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

Месторождения урановой, золото-урановой и никель-урановой формации в магнезиальных метасоматитах

Впервые выявлены в 70-х гг. XX в. в пределах докембрийских щитов Австралии и Канады. В геологической литературе получили название урановых месторождений несогласия. Обладают большими запасами высокосортных урановых руд (более 25% мировых запасов урана капиталистических и разивающихся стран), иногда ассоциирующих с золотом или никелем.

Несмотря на пространственную разобщенность урановых месторождений Австралии и Канады, в их строении и условиях образования отмечено много общего, что позволило объединить эти объекты в единую группу. На всех месторождениях достаточно четко проявлена рудоконтролирующая роль крупных геологических несогласий между верхними формациями геосинклинального структурного этажа и залегающими на их эродированной поверхности протерозойскими отложениями платформенного чехла.

Золото-урановые месторождения Северной территории Австралии расположены в пределах протогеосинклинали Пайн-Крик, сформировавшейся на архейском фундаменте в краевой части Центрально-Австралийского щита в раннем протерозое.

В стратиграфическом разрезе выделяются фундамент щита, метаморфизованные отложения протогеосинклинали Пайн-Крик, платформенный чехол, сложенный верхнепротерозойскими слабометаморфизованными толщами пород формации Комболджи и рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями.

Породы фундамента образуют крупное поднятие в центральной части района. Здесь развиты наиболее древние метаморфизованные породы архея, купола, возникшие при анатектическом преобразовании нижнепротерозойских пород.

В процессе последующего метаморфизма, достигшего амфиболитовой ступени, формировались гнейсы, мигматиты, железистые кварциты. Становление пород фундамента относят к рубежу 2500—2400 млн лет.

Породы, слагающие геосинклиналь Пайн-Крик, накапливались в интракратонном бассейне при переменной континентальной и мелководной морской обстановке в период раннего протерозоя (2400—1870 млн лет). В целом по разрезу осадочные толщи отличаются фациальной устойчивостью.

Наиболее древние породы представлены песчаниками, аркозами, конгломератами, кварцитами, сланцами, гнейсами. В дальнейшем сформировалась мощная (более 3000 м) толща тонкокластических и химических осадков — пиритистых углеродисто-кремнистых сланцев, алевролитов, карбонатных песчаников, доломитов и сланцев. Эти породы объединены в формацию Кэхил.

Интрузивная деятельность проявилась в образовании массивов гранитов, сиенитов, гранодиоритов (1780—1730 млн лет). Внедрение гранитоидов сопровождалось ороговикованием вмещающих пород. В гранитоидах отмечаются повышенные содержания фтора и бора. Количество флюорита достигает в них 2%, широко распространены турмалин, топаз. Кварц-турмалиновые роговики обогащены минералами вольфрама, олова, висмута, а также золотом.

Платформенный чехол сложен породами верхнего протерозоя (1600—1200 млн лет), кембро-ордовика, перми и нижнего мела. Их образованию предшествовала нивелировка поверхности — предкомболджий-

ское региональное несогласие. Тектонические условия в докембрийский период формирования чехла были относительно стабильными.

Породы представлены песчаниками, доломитами, алевролитами, известняками. Среди них встречены дайки фонолитов и кварцевых долеритов, возраст которых определяется соответственно в 1316 и 1200 млн лет. Нижняя часть платформенного чехла выделяется в формацию Комболджи. В ней развиты многочисленные послойные и секущие тела долеритов, гранофиров и сиенитов, возраст которых близок к 1400 – 1200 млн лет.

Тектонические подвижки, происходившие по разломам близмеридионального и северо-западного направлений в позднепротерозойское-рифейское время, рассматриваются как проявление послеплатформенной тектонической активизации. В восточной части региона по отдельным нарушениям северо-западного и субширотного простирания древние метаморфические породы надвинуты на платформенные отложения формации Комболджи с образованием сложных структур типа надвиговых чешуй.

Основные урановые месторождения залегают в породах формации Кэхил и пространственно тяготеют к областям развития «черных» углеродистых сланцев, обогащенных органическим веществом (до 30%) и содержащих повышенные концентрации (в %): урана (0,002 – 0,013), ванадия (до 0,045), кобальта (0,004), хрома (0,013), меди (0,018), вольфрама (0,015), циркония (0,012), бора (до 0,03).

Месторождения располагаются вблизи древних архейских и раннепротерозойских поднятий. Так, наиболее крупные из них — Джабилука, Рейнджер и Кунгарра — локализуются в восточном крыле поднятия Нанамбу (рис. 126). В гранитоидах и гнейсах этого поднятия отмечены повышенные содержания урана (до 0,003 – 0,005%) и K_2O (до 8%).

Важный структурный рудоконтролирующий элемент — зона несогласия в основании отложений платформенного чехла. В регионе Пайн-Крик все месторождения и проявления урановой минерализации контролируются положением этой зоны несогласия и залегают под покровом комболджийских песчаников.

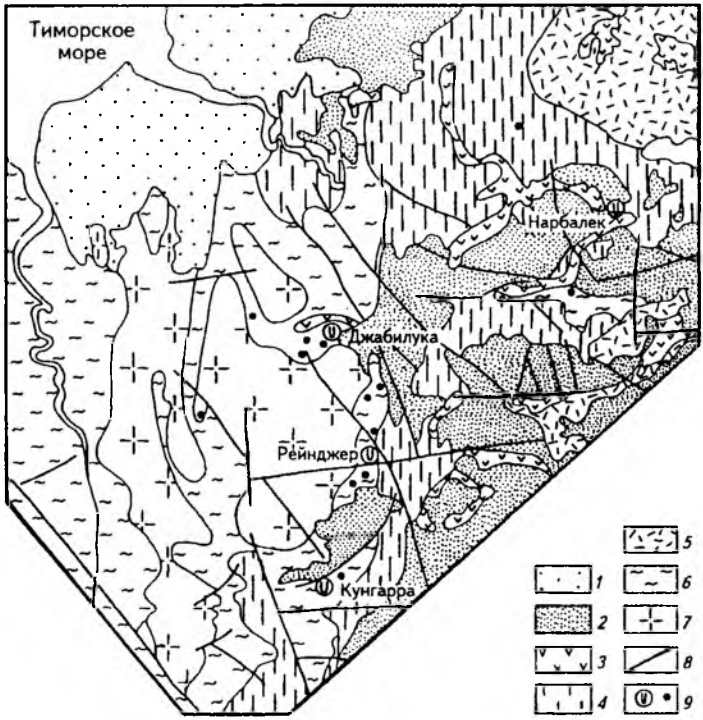


Рис.126. Схема геологического строения региона Пайн-Крик (по Г. Р. Эверсу и др.)

1–2 — отложения платформенного чехла: 1 — меловые, 2 — позднерифейские формации Комболджи; 3–7 — интрузивные и метаморфические комплексы раннего протерозоя: 3 — долериты, 4 — метаморфизованные мигматиты, 5 — гранитизированные породы, 6 — геосинклинальные комплексы раннего протерозоя, 7 — породы архейского фундамента — комплекс Нанамбу; 8 — тектонические нарушения; 9 — урановые месторождения и рудопроявления

Месторождение Джабилука открыто в 1971 г. Это одно из крупнейших в мире урановых месторождений богатых руд. Представлено двумя рудными телами — Джабилука-1 и Джабилука-2 с общими запасами U_3O_8 около 230 тыс. т и содержанием урана в рудах 0,38%. Кроме того, только на верхних горизонтах месторождения разведано около 8 т золота с содержанием 12 – 15 г/т.

Месторождение залегает в породах формации Кэхил, представленных светло-серыми кварц-мусковит-серицитовыми сланцами. Породы претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации в эпоху около 1800 млн лет. В сланцах выделяется продуктивная толща общей мощностью до 100 м, которая состоит из четырех рудоносных слоев. Верхний — «графитовый» — сложен хлоритовыми, углеродистыми сланцами и доломитами с зонами брекчирования. В 60 м ниже по разрезу находится основной рудоносный горизонт, вмещающий главные запасы месторождения. Он включает углеродистые и кварц-хлоритовые сланцы с прослоями доломитов и роговиков с зонами брекчирования. Еще на 15—20 м ниже расположены два рудоносных слоя хлоритовых и кварц-полевошпатовых сланцев, местами обогащенных углеродистым веществом.

Основные промышленные концентрации урана приурочены к породам, интенсивно хлоритизированным, развитым вдоль тектонических нарушений, локализующихся в лежачем боку прослоев графитовых сланцев. Количество хлорита в измененных разностях пород увеличивается до 45%. Рудные залежи во многом сходны: они стратиформны, тяготеют к зонам брекчирования, локализуются в породах, подвергшихся магниевому метасоматозу, залегают на небольшой глубине непосредственно под зоной несогласия, разделяющей породы фундамента и платформенного чехла.

Наиболее крупная региональная тектоническая структура месторождения — пологопадающий сброс, прослеживающийся вдоль контакта песчаников Комболджи и продуктивной толщи сланцев. Другая система тектонических нарушений представлена серией субмеридиональных крутопадающих разрывов, пересекающих и продуктивную толщу, и песчаники платформенного чехла. Рудовмещающие сланцы смяты в линейную асимметричную складку близширотного пространства: южное крыло ее, сложенное породами продуктивной толщи, имеет более крутое падение, чем северное. Ось складки постепенно погружается в восточном направлении. Важную роль в размещении урановых руд играют своеобразные карстогенные структуры обрушения.

Вдоль тектонических нарушений и послойных зон брекчирования наблюдается интенсивная хлоритизация силикатных пород и доломитизация карбонатных. На удалении от рудоносных горизонтов, на безрудных участках развиты тонкорассеянный серицит и мусковит, местами замещающие хлорит; широко проявлена турмалинизация пород. Руда обычно ассоциирует со светло-зеленым или белым криптокристаллическим хлоритом. Интенсивность процесса хлоритизации возрастает по мере приближения к рудоносным брекчиям и жилам.

Урановые минералы в рудах представлены настураном, уранинитом и коффинитом, образующими тонкие прожилки, вкрапленность, массивные послойные скопления в хлоритизированных породах. Золото по времени выделения является более поздним. Мелкие зерна золота обнаружены в хлорите, замещавшем уранинит.

Формирование золотой минерализации сопровождалось окислением углеродистого вещества и пирита, замещаемого гематитом, что отчетливо наблюдается в зальбандах золотоносных прожилков. Несмотря на то, что отчетливой корреляционной связи между золотом и ураном не установлено, повышенные концентрации золота отмечаются только в пределах урановорудных жил, особенно в их верхних частях. В жилах и брекчиях с уранинитом выявлен сложный комплекс минералов, включающий развивающиеся по уранините коффинит, галенит, золото со следами серебра, а также минеральные ассоциации с висмутом, теллуром, паладием, никелем, кобальтом и железом. Эти жилы и зоны частично замещаются хлоритом, кварцем, халькозином, ковеллином, халькопиритом. В рудах отмечены повышенные концентрации скандия, иттрия, редких земель.

Урановое месторождение сформировалось после эпохи регионального метаморфизма. При анализе изотопного состава уранинита и галенита из рудных тел были получены следующие значения абсолютного возраста: 1600, 900 и 500 млн лет.

Урановый регион Атабаска находится в краевой юго-западной части Канадского щита, где докембрийские породы фундамента перекрываются верхнепротерозойскими отложениями платформенного чехла.

В стратиграфическом разрезе выделяются три структурных этажа: архейский фундамент, раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы и позднепротерозойский платформенный чехол. Породы раннепротерозойского комплекса слагают «подвижный пояс Кри-Лейк», расположенный в центральной части района и протягивающийся в северо-восточном направлении. С юго-востока и северо-запада он ограничен крупными разломами. В пределах подвижного пояса расположены основные урановые месторождения несогласия.

Породы архейского фундамента образуют крупный краток к северо-западу от подвижного пояса, сложенный гранитизированными пара- и ортогнейсами, мигматитами, лейкократовыми гранитами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями. Возраст наиболее ранних гранитов 2600—2400 млн лет. Содержание урана в лейкократовых инъекциях архейских мигматитов часто достигает 300 г/т, а содержание в гранитах — от 3,2 до 15 г/т.

Раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы подвижного пояса формировались в узких приразломных геосинклиналях (трогах).

В нижней части раздела преобладают пелитовые гнейсы, в отдельных участках содержащие повышенные количества графита. Графитсодержащие биотитовые гнейсы обогащены ураном, что позволяет использовать их в качестве маркирующих горизонтов. Выше развиты метааркозы, чередующиеся с прослоями известково-силикатных пород, мраморов, амфиболитов и графитизированных гнейсов. В них распространены инъекции гранитов и пегматитов. Карбонатные породы отличаются повышенными содержаниями фосфора и урана. Общая мощность раннепротерозойских геосинклинальных отложений 3000--4000 м. Условия их залегания на архейском фундаменте и состав пород свидетельствуют о накоплении их в обстановке мелководного бассейна.

Породы смяты в узкие, иногда изоклинальные, крутопадающие складки северо-восточного простирания. Возраст главной складчатости и метаморфизма раннепротерозойских пород определяется в 1820—1570 млн лет. В подвижном поясе Кри-Лейк широко распрост-

ранены граниты и пегматиты, проявлены процессы калиевого метасоматоза и альбитизации.

Верхнепротерозойские породы образуют платформенный чехол Канадского щита. В центральной части описываемого урановорудного региона они выделяются как формация Атабаска, представлены чистыми, хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Песчаники залегают практически горизонтально. Их возраст 1350±50 млн лет. В их основании выделяются базальные мономиктовые кварцевые конгломераты с прослоями глинистых сланцев, аркозы и алевролиты.

Подстилающие формацию Атабаска гнейсы интенсивно изменены на расстоянии в несколько метров от поверхности несогласия. Эти породы названы канадскими геологами «реголитами», вероятно, по наличию обломочного материала и неровностям поверхности, напоминающим поверхностный слой Луны. В результате изменения полевые шпаты превращены в каолиновый агрегат, темноцветные минералы замещаются гематитом и хлоритом; сохранился только кварц. Реголиты, как и перекрывающие их базальные слои отложений платформенного чехла, интенсивно окрашены в бурый цвет гидрооксидами железа. Эти преобразования являются результатом развития предатабасской коры выветривания.

Магматическая деятельность отмечалась для различных периодов геологической эволюции региона. Наиболее ранними являются архейские граниты (2470 — 2200 млн лет), метаморфизованные в раннепротерозойское время с образованием структур течения и рассланцевания. К продуктам раннепротерозойского магматизма относятся гранитные интрузии переменного состава от кварцевых диоритов до щелочных гранитов, массивы «эпидиоритов», габбро и дайки пегматитов.

Наиболее поздними были в районе дайки диабазов, внедрившиеся по нарушениям северо-западного простирания в породы платформенного чехла формации Атабаска. Их возраст 1000 млн лет.

Наибольшую промышленную значимость в регионе приобрели выявленные в последние годы месторождения типа несогласия. Наиболее крупные из

них — Сигар-Лейк, Ки-Лейк, Мидуэст-Лейк, Раббит-Лейк и другие. Все месторождения залегают относительно неглубоко. Рудные тела компактные с высоким содержанием урана (до 12% — Сигар-Лейк). Многие месторождения комплексные, содержат промышленные концентрации никеля. Благодаря вводу в эксплуатацию этих объектов Канада уже в 1984 г. заняла первое место среди капиталистических стран по добыче урана.

Месторождения золото-урановой формации в калиевых метасоматитах (гумбеитах)

Месторождения этого типа расположены в докембрийском фундаменте центральной части Алданского щита в области развития кольцевых структур и разнонаправленных долгоживущих разломов. Породы фундамента с ранней юры испытали интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Она проявилась в интенсивном магматизме, формировании горстообразных поднятий, небольших впадин, заполненных маломощными песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями юрского возраста, а также в активной гидротермальной деятельности.

Все урановые месторождения приурочены к крупным разломам в породах фундамента, подновленным в период тектоно-магматической активизации (рис. 127).

В стратиграфическом разрезе выделяются два основных структурных этажа: архейский фундамент и позднепротерозойско-кембрийский платформенный чехол.

Породы фундамента — гранитизированные плагиогнейсы — гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты — обнажаются в пределах крупного горста в краевой части эпиархейского кратона. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, местами несут следы наложенного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, смяты в крупные складки северо-западного простирания, прорваны раннепротерозойскими гранитами и разбиты крупными разломами северозападного направления.

Платформенный структурный этаж сложен карбонатными толщами, залегающими почти горизонтально по периферии горстообразного поднятия.

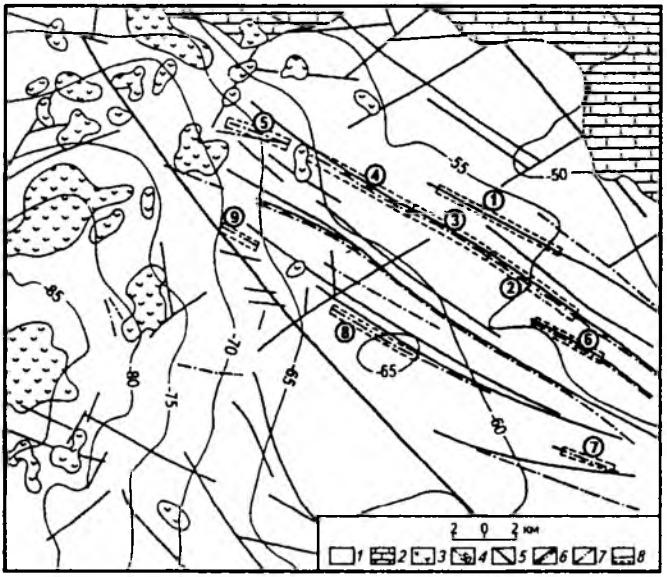


Рис. 127. Геолого-структурная карта района урановых месторождений Алдана (по Е. В. Ахапкину и др.)
1 — архейский кристаллический комплекс (гнейсы, граниты, сланцы); 2 — платформенный чехол (нижнекембрийские известняки и доломиты); 3 — мезозойский интрузивный субвулканический комплекс; 4 — изоаномалы поля силы тяжести, м. Гал; 5–7 — разломы: 5 — древнего заложения, 6 — подновленные в мезозое, 7 — мезозойского заложения; 8 — рудоносные участки разломов.
Цифры в кружках — месторождения урана: ① — Северное, ② — Дружное, ③ — Курунг, ④ — Эльконское плато, ⑤ — Элькон, ⑥ — Весеннее, ⑦ — Агдинское, ⑧ — Снежное, ⑨ — Интересное

В районе широким распространением пользуются продукты магматической деятельности, образовавшиеся в широком возрастном диапазоне — от архея до мезозоя. Наиболее древними (более 3000 млн лет) являются архейские ортоамфиболиты, гранитогнейсы, плагиограниты и мигматиты.

Вторая группа магматических пород (2200 – 1900 млн лет) представлена биотитовыми и лейкократовыми гранитами, аляскитами, дайками диоритов и пегматоидных гранитов, локализующимися вдоль разломов древ-

него заложения. К последующим проявлениям магматизма относятся позднепротерозойские-палеозойские дайки диабазов платформенного периода эволюции. Завершается магматическая деятельность формированием в период тектоно-магматической активизации щелочно-земельных, субщелочных и щелочных пород мезозойского возраста (160 — 110 млн лет).

Общая металлогения района характеризуется развитием в основном золоторудной минерализации. Месторождения золота представлены стратиформными и жильными телами в базальных слоях верхнеюрских отложений (Куранахское, Лебединое).

Разрывная тектоника играет определяющую роль в размещении урановых месторождений. В породах фундамента вдоль складок развиты крупные разломы, имеющие более крутое падение, чем слоистость вмещающих пород. Разломы прослеживаются на десятки километров по простиранию при ширине зон до первых десятков метров. По времени заложения и истории геологической эволюции В. А. Крупенников выделяет три типа разломов: раннепротерозойские, не подновленные в дальнейшем; раннепротерозойские, подновленные в процессе мезозойской активизации; собственно мезозойские. Урановое оруденение приурочено главным образом к разломам второго типа и в меньшей мере — третьего.

Процессы мезозойской активизации, наиболее ярко выраженные в зонах крупных разломов, привели к интенсивному и неоднократному дроблению и брекчированию пород, сопровождались внедрением лакколитов, штоков, силлов и даек щелочно-земельного-щелочного состава, развитием процессов калиевого метасоматоза, формированием кварц-баритовых жил и урановых руд.

Отличительная особенность основных рудоносных разломов — длительный период их эволюции — от раннего протерозоя до мезозоя. Этим определяется сложность тектонического строения разломов и разнообразие петрографического состава их выполнения. Характерным тектоническим элементом зон являются бластомилониты, рудоносные и неминерализованные брекчии. Крупные бластомилонитовые швы располагаются в центральной части разломов, развиваясь по дайкам ранних диоритов и мигматитам. В зонах разломов

могут наблюдаться либо единичные швы, либо серии кулисообразно расположенных швов, разделенных относительно слабо деформированными породами.

Петрографический и минеральный состав зон разломов тоже неоднороден. Выделяются рассланцованные кварц-полевошпатовые породы, послойные мигматиты, дайки мелкозернистых диоритов, зоны метасоматических крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород, дайки щелочного состава, продукты гидротермальной деятельности.

Главная рудовмещающая структура — зона «Южная», представленная древним тектоническим швом протяженностью более 30 км, подновленным в мезозое. В пределах этой зоны выделяются участки, рассматриваемые как отдельные месторождения: Дружное, Курунг, Эльконское плато, Элькон и др. Урановое оруденение известно также в параллельных структурах (месторождения Северное, Весеннее, Агдинское и др.).

Вмещающие породы рудоносных зон интенсивно изменены процессами низкотемпературного калиевого метасоматоза. К измененным породам приурочены рудоносные швы, разновозрастные барит-кварцевые, кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-карбонатные прожилки.

Рудные тела имеют жило-, линзо- и уплощенную столбообразную форму с раздувами и пережимами. В плоскости рудоносных зон отчетливо выражено склонение рудных столбов. Часто отдельные рудные тела залегают в контурах общей рудоносной зоны кулисообразно. Положение их контролируется в основном разрывными нарушениями, подновленными в процессе мезозойской активизации. Наиболее четко такие разрывы проявлены вдоль контактов бластомилонитов, даек диоритов, иногда вдоль контактов мощных барит-кварцевых жил и прожилков. Рудные тела обладают нечеткими контурами и сложным внутренним строением. Их размеры и форма во многом определяются кондиционными показателями, принятыми для оконтуривания: прежде всего такими, как бортовое содержание и допустимая мощность пустого прослоя, включаемого в контур рудного тела.

Наиболее крупные жило- и линзообразные рудные тела приурочены к сериям параллельных или кулисо-

образных бластомилонитовых швов с выдержанными ореолами калиевых метасоматитов в протяженных позднепротерозойских разломах, подновленных в мезозое по простиранию на сотни метров, при этом протяженность их по падению часто превышает размеры по простиранию.

В целом размеры рудных тел зависят от размеров рудовмещающих тектонических зон. В собственно мезозойских разломах рудные тела приурочены к единичным новообразованным тектоническим нарушениям и имеют сравнительно небольшие размеры.

Пространственное положение рудных тел в рудоносных зонах определяется различными структурными элементами, осложняющими их строение. Это, прежде всего, изгибы рудоносных зон по простиранию и падению, участки расщепления на отдельные сближенные ветви, места сопряжения основных рудоносных разломов с секущими зонами дорудной трещиноватости, кварцевыми прожилками и бластомилонитовыми швами, играющими роль своеобразных экранов для рудоносных растворов.

Оруденение весьма слабо проявлено на поверхности. Верхняя граница промышленных руд расположена на глубинах 200—500 м от поверхности, а наиболее продуктивные рудные участки формируются на глубинах 1 км и более. Рудные тела подсечены скважинами на глубине около 2 км. Это свидетельство небольшого современного эрозионного среза.

Руды сложены в основном браннеритом в ассоциации с рутилом и гематитом. На отдельных участках они обогащены золотом, что позволяет выделить их в золото-браннеритовый тип руд.

Для руд характерны брекчиевые, вкрапленные, пятнистые и сетчатые текстуры, обладающие сравнительно высокой радиометрической контрастностью при средних рядовых содержаниях.

Месторождения урановой формации в пиритизированных углеродистых сланцах, алевролитах и песчаниках

Месторождения этой формации, выделяемые как месторождения жильного типа, широко развиты во многих срединных массивах и, прежде всего, в Чеш-

ском и Французском. На территории Чехии — это крупные жильные месторождения Пршибрам, Яхимов; в Германии — Шлема Альберода; во Франции — Буа-Ниар и др.

Месторождения Пршибрамского рудного поля залегают в верхнепротерозойских аргиллитах, алевролитах, конгломератах и песчаниках, объединенных в единую постспилитовую серию мощностью 1700—2000 м. По литологическому составу они сгруппированы в пять толщ (снизу вверх по разрезу): алевролит-аргиллитовую, конгломерат-песчаниковую, алевролит-песчаниковую, аргиллит-алевро-литовую и песчаниковую.

Большинство рудных жил (84% общего количества) залегают в конгломерат-песчаниковой и алевролит-песчаниковой толщах, сложенных чередующимися прослоями песчаников и алевролитов. Нарушения, вмещающие рудные жилы, при переходе в гранитоиды или перекрывающие кембрийские песчаники и конгломераты, начинают ветвиться и выклиниваются.

В пределах **Яхимовского рудного поля** рудовмещающие породы представлены ордовик-кембрийскими сланцами переменного состава: гранат-мусковитовыми, пиритизированными углеродисто-биотитовыми с пропластками метаморфизованных карбонатсодержащих пород, двуслюдяными, гранатмусковитовыми с пропластками амфиболитов и скарнов. Все продуктивные породы сланцевого комплекса относятся к Яхимовской свите.

Для месторождений этих регионов устанавливаются некоторые общие закономерности локализации оруденения, присущие месторождениям жильного типа.

Благодаря разнообразию состава вмещающих пород и секущему положению жил по отношению к сланцеватости литологический контроль оруденения на рассматриваемых жильных месторождениях выражен достаточно отчетливо. Благоприятны для локализации уранового оруденения кварц-биотитовые сланцы, обогащенные пиритом и графитом, амфиболиты, дайки лампрофиров, порфиритов, гранит-порфиров, скарны и графитизированные сланцы, т. е. породы с повышенным содержанием богатых железом минералов таких, как биотит, амфибол, пирит, магнетит. Восстановительные свойства вмещающей среды

особенно четко проявляются в случае чередования железистых пород с породами резко отличного химического состава. Наряду с этим выделяются литологические разности, неблагоприятные для рудоотложения. К ним относятся кварциты, кварц-мусковитовые и кварцитовые сланцы, мигматизированные гнейсы, мигматиты и гранулиты. Эти породы характеризуются преимущественно кварцевым составом и небольшим количеством железосодержащих минералов, в основном гранатов.

Большинство месторождений располагается в зоне контактово-метаморфизованных пород. Песчаники, алевролиты и филлиты в результате контактового метаморфизма были преобразованы в пятнистые и узловатые породы с флогопитом, серицитом, кордиеритом, андалузитом, графитом, альбитом, а в зоне ближайшего экзоконтакта — в биотитовые и андалузитовые роговики. Общая мощность ореола контактового метаморфизма достигает 1000 м.

Положением кровли гранитных массивов под рудовмещающей толщей метаморфических пород ограничиваются перспективы развития уранового оруденения на глубину. В пределах гранитных массивов известны лишь небольшие рудопроявления урана.

Пликативные структуры в виде крупных антиклинальных складок во многом определяют пространственное положение отдельных месторождений. Благоприятными для образования трещин отрыва и скола являются замковые части и крылья антиклиналей. В породах замковой части антиклинали развиты поперечные нарушения, которые часто выполнены гидротермальными жилами с урановым оруденением.

Урановосные трещины образуют сближенные ветвящиеся системы, которые выделяются как жильные узлы месторождения. Наиболее интенсивное ветвление трещин и их наибольшая плотность на единицу площади наблюдаются на участках пересечения замковой части антиклинальных складок.

Размеры рудных жил изменяются в широком диапазоне — от первых десятков метров до 2000 м. Наиболее распространенными являются небольшие жилы размером до 100 м, но основные запасы сконцентрированы в крупных.

Морфология жил определяется морфологией рудовмещающих тектонических нарушений. Контакты их с вмещающими породами четкие, околожильные изменения проявлены слабо, и урановое оруденение не распространяется за контуры жил. Изменение морфологии жил часто обусловлено изменчивостью состава вмещающих пород и зависит от ориентировки жил по отношению к сланцеватости, оси антиклинали и крупным рудоконтролирующим разломам.

Минеральный состав рудных жил характеризуется резким преобладанием карбонатов, формировавшихся многостадийно. Главным промышленным урановым минералом является настуран, известны коффинит, уранинит, урансодержащий антраксолит, а в зоне окисления — вторичные минералы урана. Для руд типична постоянная ассоциация урановых минералов с карбонатами, что позволяет выделить их как месторождения кварц-карбонат-настурановой формации. Для месторождений Пршибрамского рудного поля выделяется четыре минеральных комплекса, образовавшихся в четыре стадии: сидерит-сульфидную; кальцитовую; кальцит-настурановую; кальцит-сульфидную.

Для рудных жил типичны прожилковые, полосчатые и брекчиевые текстуры, что свидетельствует об их формировании путем выполнения открытых полостей трещин при слабом проявлении процессов внутрижильного метасоматоза. Изменение состава жильных карбонатов от сидеритов до кальцитов отражает понижение роли железа и марганца и увеличение роли кальция в процессе минералообразования.

На месторождениях Яхимовского рудного поля отмечается большее разнообразие минерального выполнения жил. Здесь выделяют шесть стадий минерализации: силикатно-оксидную, кварц-сульфидную, кварц-карбонат-настурановую, флюорит-баритовую, арсенидную и кварц-гематит-сульфидную.

Рудные тела на месторождениях описываемого типа состоят из рудных линз и разделяющих их безрудных или слабоминерализованных пород. Контуры их проводятся по внешним границам рудных линз. При этом содержание урана в контуре рудного тела должно удовлетворять требованию минимальной продуктивности, а отдельные рудные линзы должны быть

сближены настолько, чтобы могли служить объектом самостоятельной очистной выемки. Продуктивные участки жил представляют собой сильно уплощенные линзовидные тела. Мощность рудного тела несоизмеримо меньше его длины и ширины, поэтому при характеристике степени вытянутости рудного тела обычно пользуются соотношением двух последних параметров. Эти соотношения изменяются в широких пределах — от 1:1 до 10:1.

Обычно каждая рудная жила месторождения включает одно рудное тело, и лишь наиболее крупные жилы протяженностью в сотни метров состоят из нескольких (обычно двух-трех) рудных тел, разделенных безрудными интервалами. Руды высококонтрастные и хорошо обогащаются при радиометрической сортировке.

Запасы рудных тел и содержание в них урана оцениваются по трем основным показателям: площади, продуктивности и количеству металла. Таким образом, рудные тела характеризуются следующими особенностями строения: а) четкими контурами по мощности, определяемыми геологическими контактами жилы и не выходящими за ее пределы; небольшой мощностью, как правило, не превышающей ширины разведочной выработки; б) сложным внутренним строением, весьма неравномерным распространением урана, наличием многочисленных участков пустых пород и некондиционных руд; низким коэффициентом рудоносности (0,04 — 0,16); в) высокой контрастностью руд, хорошо обогащаемых радиометрически.

Структурный фактор является определяющим в пространственном размещении оруденения. Все рудные тела приурочены к трещинам отрыва и скола высших порядков, сопряженным с крупными разломами. Положение рудных тел в жилах обусловлено сочетанием структурно-морфологических факторов. Благоприятными для их локализации считаются следующие участки: а) изгибов жил по простиранию и падению, испытавшие приоткрывание при поступлении рудоносных растворов; б) сочленения апофиз с основными жилами или пересечения их с дайками и неминерализованными нарушениями; в) близ контакта с породами, неблагоприятными для развития оруденения (гранитоиды, конгломераты и др.), кото-

рые выполняли роль структур, экранировавших оруденение; г) максимального приоткрывания нарушений в осевых частях антиклинальных складок.

Литологический контроль в распределении урановых руд проявляется наиболее четко там, где в рудовмещающих толщах пород выделяются прослои, обогащенные пиритом и графитом, а также прослои амфиболитов, амфиболитовых сланцев, магнетитовых скарнов.

На месторождениях, где большинство рудных жил залегает в монотонных толщах, литология не влияет на положение рудных тел в жиле. Но литологический контроль четко устанавливается для всего месторождения и выражается в приуроченности рудных жил к конкретным сериям пород (конгломерат-песчаниковой, алевролит-песчаниковой).

Таким образом, для месторождений жильного типа пространственное положение рудных тел определяется благоприятным сочетанием структурных, минералого-геохимических и литологических факторов. Главная роль принадлежит структурным факторам.

Месторождения фосфор-урановой формации в эйситах и молибден-урановой в березитах

Месторождения этих близких по геологическому строению месторождений широко проявлены в пределах Кокчетавского срединного массива на территории Северного Казахстана. К ним относятся Грачевское, Косачиное, Заозерное, Маныбай, Восток, Звездное, Ишимское и др. (рис. 128).

Месторождения фосфор-урановой формации (апатит-урановые) (Грачевское, Заозерное и др.) залегают в различных по возрасту и составу породах: терригенных образованиях венда, осадочно-вулканогенных и карбонатных породах ордовика, гранитоидах девона и др.

Геохимическая специализация руд обусловлена ассоциацией урана с цирконием, торием, фосфором и фтором. Минеральный состав метасоматических новообразований во многом зависит от состава вмещающих пород. Как правило, в них развита вкрапленность мелкозернистых и дисперсных минералов: фторапатита, коффинита и оксидов урана с карбонатами, хлори-

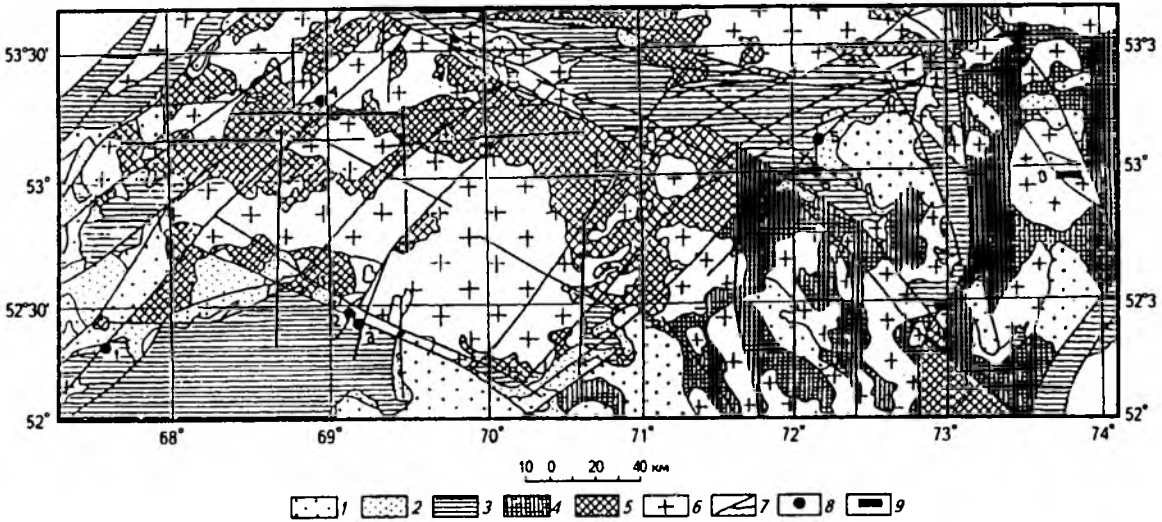


Рис. 128. Геологическая карта Кокчетавского урановорудного района (по Н. П. Лаверову и др.)
1 — платформенный комплекс ($Д_3$-KZ); 2 — орогенный комплекс (S-$Д_2$); 3 — доорогенный комплекс (E–0); 4 — доорогенный комлекс сокращенной мощности на метаморфическом фундаменте (E–0); 5 — комплекс метаморфического основания (PR); 6 — гранитоиды доорогенного комплекса; 7 — разломы; 8 —урановые месторождения эндогенной серии (1 — Ишимское, 2 — Восток, 3 — Балхашинское, 4 — Грачевское, 5 — Заозерное, 6 — Тастыкольское, 7 — Манырай); 9 — урановые месторождения экзогенной серии (8 — Семизбай)

тами, гидрослюдами, альбитом, цирконом и торитом. Очень редко встречается браннерит.

Главный фактор, контролирующий размещение рудных тел на месторождениях, — структурный. Вместе с тем интенсивность метасоматических процессов, а, следовательно, и масштабы оруденения на месторождениях этой формации неодинаковы в различных по составу породах. Так, наиболее богатые ураном руды установлены в алюмосиликатных породах, причем апатит в них не образует значительных концентраций, но является типичным минералом. Руды же, обогащенные апатитом, как правило, тяготеют к карбонатным породам: известнякам, мраморам.

Грачевское месторождение локализуется в осадочных образованиях венда. Нижняя свита венда слагает юго-западную часть месторождения. Разрез начинается с углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых и глинистых сланцев с редкими прослоями доломитов. Выше залегают доломиты, переслаивающиеся с алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами. Завершается разрез кварцитами и песчаниками. Мощность свиты около 1000 м.

Отложения верхней свиты венда распространены в центральной части месторождения. Они согласно перекрывают породы нижней свиты, образуя с ними единичные структуры. В основании разреза отмечается пачка средне-крупнозернистых кварцевых песчаников, которые выше сменяются кварцито-видными песчаниками с прослоями кварц-серицитовых сланцев. Верхняя часть свиты представлена алевролитами, аргиллитами, кварцевыми песчаниками с прослоями известняков, мощность свиты 450 – 600 м.

Отложения кембрия резко несогласно залегают на вендских породах в северо-западной части месторождения. Это кварцевые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами, конгломератами, гравелитами и углеродисто-кремнистыми сланцами. Их мощность — первые сотни метров.

По всем перечисленным породам развиты площадные и линейные коры выветривания предположительно триас-юрского возраста. Все они перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Важную роль в геологическом строении месторождения играют магматические образования: габбро и габбро-диориты раннего силура, лейкократовые аляскитовые граниты, гранит-порфиры и аплиты девона. Габбро и габбро-диориты занимают центральную часть месторождения, слагая расширяющийся кверху шток. Граниты, широко распространенные на северо-востоке участка, являются частью крупного батолита; гранит-порфиры и аплиты создают густую сеть дайкообразных тел и даек.

Среди разрывных нарушений выделяются северо-восточные, северо-западные, широтные, меридиональные, а также группа пологих разрывов. Месторождение приурочено к узлу пересечения разломов различных направлений.

С силурийскими магматическими породами связано появление роговиков, скарнов и пропилитов; формирование девонских магматитов сопровождалось развитием кремнещелочных метасоматитов, грейзенизированных пород, натриевых метасоматитов — эйситов, апатитовых скоплений, урановой минерализации и, наконец, хлорит-карбонатных образований с сульфидами. Наиболее поздними по времени возникновения были гидрослюдиты и кварц-кальцитовые прожилки. Процесс натриевого метасоматита (эйситизации) в осадочных породах выразился в интенсивной альбитизации, сопровождаемой образованием хлорит-альбитовых, гидробиотит-альбитовых и амфибол-хлоритовых метасоматитов.

Руды месторождения располагаются преимущественно в осадочных породах венда, а также в гранитах ранне-среднедевонского возраста, залегая в непосредственной близости от толщи углеродистых сланцев венда и массива габбро-диоритов, способствовавших созданию благоприятной для выделения урана геохимической обстановки.

Пространственное положение и особенности морфологии рудных тел обусловлены приуроченностью центральной части месторождения к узлу сочленения упомянутых структур: складчатой и дизъюнктивной.

В плане главное рудное тело месторождения имеет линзовидную форму, а в разрезе по форме напоминает факел: оно сравнительно компактно на нижних го-

ризонтах, постепенно расширяется на средних и занимает наибольшую площадь (облекая массив габбро-диоритов) на верхних.

Собственно урановая минерализация — преимущественно коффинит и в меньшей степени настуран — накладывается на альбитизированные и апатитизированные породы. Коффинит в рудах практически полностью разложен. В псевдоморфозах распада устанавливается тонкодисперсная смесь коффинита, оксидов урана и аморфного кремнезема. В продуктах распада отмечены небольшие содержания циркония, титана, молибдена и редкоземельных элементов. Коффинит, как правило, образует тонкую вкрапленность или микропрожилки, окруженные каймой хлорита. Совместное нахождение хлорита и коффинита особенно характерно для рудных тел, залегающих среди осадочных пород венда, отличающихся повышенным содержанием магния и железа.

По минеральному составу руды в осадочных породах, гранитах и габбро-диоритах качественно близки. На месторождении выделено три минералогических типа руд: апатит-коффинитовый, гидрослюдисто-настурановый и окисленный. Апатит-коффинитовые руды получили наибольшее распространение.

Молибден-урановая формация включает большое количество мелких и средних месторождений. Их объединяет ряд устойчивых геологических особенностей:

1) пространственная и парагенетическая связь с комплексами пород андезит-диоритовой и гранит-липаритовой магматических формаций континентального позднеорогенного вулканизма в пределах геосинклинально-складчатых областей;
2) штокверковое внутреннее строение рудных тел различной морфологии с прерывистым и весьма прерывистым распределением рудных компонентов;
3) устойчивая пространственная и генетическая связь уранового оруденения с различными фациями метасоматической формации березитов;
4) оксидно-силикатный состав урановых минералов (коффинит, настуран, уранинит) в ассоциации с сульфидами молибдена, железа, свинца, меди, мышьяка и других тяжелых металлов.

Среди минералов молибдена развиты молибденит и иордизит, имеющие на многих месторождениях промышленное значение. Установлена вертикальная минеральная зональность, в которой на верхних горизонтах месторождений проявились пирит-настурановые и галенит-настурановые минеральные типы руд, а на нижних — молибденит-настурановые с коффинитом.

Время образования наиболее крупных среди рассматриваемых месторождений в истории формирования фанерозойских складчатых областей относится к заключительным стадиям орогенного этапа эволюции. Андезит-диоритовый и гранит-липаритовый магматические комплексы поздних стадий орогенеза наиболее близки по возрасту к месторождениям молибден-урановой формации.

Урановые месторождения сосредоточены в крупных геоантиклинальных блоках и залегают в породах как нижнего структурного яруса геосинклинального цикла развития, так и орогенного структурного этажа фанерозойских складчатых областей. Рудовмещающими породами нижнего структурного этажа являются кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и песчаники флишоидной терригенно-осадочной формации. В пределах орогенного структурного этажа месторождения локализуются в слоистых толщах тектоно-вулканических депрессий и в субвулканических интрузиях.

Формирование урановорудных полей и месторождений во многом определяется магматической деятельностью. Обычно она проявляется многофазно, продуцируя структурно-сопряженные тела различных фаций. Магматические фации объединяют породы, образовавшиеся в определенной геологической обстановке. Выделяются эффузивная, жерловая, субвулканическая, интрузивная и дайковая фации. В эффузивной фации различают покровную и экструзивную субфации.

Устанавливается пространственная и парагенетическая связь молибден-урановых месторождений с полифациальными многофазными гипабиссальными магматическими комплексами, завершающими магматизм гранит-липаритовой формации.

По условиям локализации оруденения различают три группы урановых месторождений: в зонах влия-

ния крупных разломов; в субвулканических интрузивах; в сложных слоистых покровах вулканических депрессий.

Месторождения (Восток, Звездное, Ишимское) залегают в осадочных породах складчатых геосинклинальных комплексов. Их пространственное положение контролируется разломами, по которым сочленяются блоки с различной историей геологического развития (см. рис. 128).

Зона влияния разломов обычно составляет сотни метров, иногда первые километры. Они характеризуются серией близпараллельных разрывов с амплитудами вертикальных перемещений до первых километров. Рудоконтролирующие разломы ограничивают геоантиклинальные блоки или пересекают их.

Магматические породы представлены корнями субвулканических интрузий, некками жерловой фации и дайками. В отдельных районах эффузивные фации выполняют депрессии внутри геоантиклинального блока.

На месторождении Восток зона разлома разделяет блоки различных геотектонических режимов развития. Породы геосинклинального комплекса перекрыты чехлом осадочных пород платформенного этажа. Зона разлома под чехлом осадочных отложений представлена крутопадающими швами милонитизированных пород, формирование которых сопровождалось интенсивным дроблением песчано-сланцевой толщи.

Рудоносные залежи приурочены к породам висячего бока над швом разлома. Они образуют крутопадающие линзовидные тела с неравномерным распределением рудных компонентов. Наиболее богатые участки рудоносных залежей — рудные столбы — локализованы в местах изменения углов падения основного шва разлома от 60° до более крутых, где трещиноватость совпадает со слоистостью песчаников, алевролитов и аргиллитов. На этих участках возникли зонки брекчирования с рудным цементом.

Урановорудный гидротермальный процесс начинается с дорудной березитизации вмещающих пород, которая приводит к повышению эффективной пористости и способствует созданию благоприятной рудолокализующей среды.

В рудах выделяется характерная молибденит (иордизит)-настурановая минеральная ассоциация с сульфидами свинца, железа, мышьяка, меди и цинка, а на отдельных месторождениях — с водород-углеродными соединениями типа антраксолитов. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Установлено пять стадий минералообразования: березитовая, пиритовая, молибденит-настурановая, анкеритовая и кварц-карбонатная.

В молибденит-настурановую стадию сформировались промышленные руды. Настуран представлен мелкими выделениями отдельных сферолитов или их агрегатов, часто слагает прожилки или агрегаты в цементе брекчиевидных руд. Молибденит присутствует в виде мельчайших лейст, радиально-лучистых агрегатов, а также в совместном срастании с настураном, что свидетельствует об одновременности их выделения. Отношение урана к молибдену на многих месторождениях изменяется с глубиной: на верхних горизонтах оно больше, чем на нижних, что является характерной особенностью многих уран-молибденовых месторождений.

Месторождения флюорит-урановой формации в аргиллизитах

Наиболее хорошо разведаны и изучены в пределах Стрельцовского урановорудного района. Такие объекты известны и на смежных территориях в Монголии и Китае. Стрельцовское рудное поле расположено в краевой части Урулюнгуевского срединного массива в пределах Монголо-Приаргунского вулканического пояса. В течение длительного времени, начиная с протерозоя, срединный массив развивался в режиме устойчивого воздымания. Активное развитие процессов гранитизации сопровождалось привносом в верхнюю часть земной коры большого количества калия, урана, тория, титана. Крупные сводовые поднятия и гранитогнейсовые купола являются типоморфными структурами фундамента.

Урановые месторождения сформировались в результате интенсивных процессов позднемезозойской тектоно-магматической активизации и приурочены к вулкано-тектонической депрессии кальдерного типа

(депрессии проседания). Периферия депрессии ограничена дугообразными разломами кальдеры, которые определяют границы площади рудного поля.

В стратиграфическом разрезе выделяется два структурных этажа. Нижний сложен гнейсовидными крупно- и среднезернистыми гранитами с ксенолитами древних кристаллических сланцев и мраморизованных известняков. Фундамент претерпел длительную эволюцию, завершившуюся формированием поднятия в раннем палеозое.

Основные особенности состава фундамента — гетерогенность и разновозрастность слагающих его пород, выраженность метасоматических, палингенно-анатектических и интрузивных форм гранитообразования, заметная роль продуктов длительного и многоэтапного процесса кремнещелочного метасоматоза. Этот процесс сопровождался выносом кальция, магния и железа, привносом кремнезема, калия и натрия. Максимальной калишпатизации породы фундамента подвергались в связи с позднепалеозойским гранитообразованием. Наибольшая интенсивность процессов кремнещелочного метасоматоза отмечается вдоль зон крупных разломов. Длительный кремнещелочной метасоматоз в породах фундамента сопровождался привносом урана и повышением его содержания в измененных гранитах до $6{,}9 \cdot 10^{-4}$%.

Верхний структурный этаж представлен чехлом осадочно-вулканогенных пород, разрезы которых наиболее полно сохранились в кальдерных депрессиях. Породы залегают почти горизонтально или полого наклонены к центру депрессий. В их строении выделяются две толщи, отвечающие двум циклам вулканизма мезозойской магматической активизации (рис. 129).

В основании нижней толщи наблюдаются грубообломочные базальные конгломераты и гравелиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Выше развиты мощные стратифицированные тела базальтов, андезито-базальтов, покровы трахидацитов и их игнимбритов. Эффузивы чередуются с маломощными, но выдержанными горизонтами терригенных пород. Мощности покровов (базальтов, андезитов, дацитов) в пределах кальдерного прогиба изменяются в широких пределах (до полного выклинивания на от-

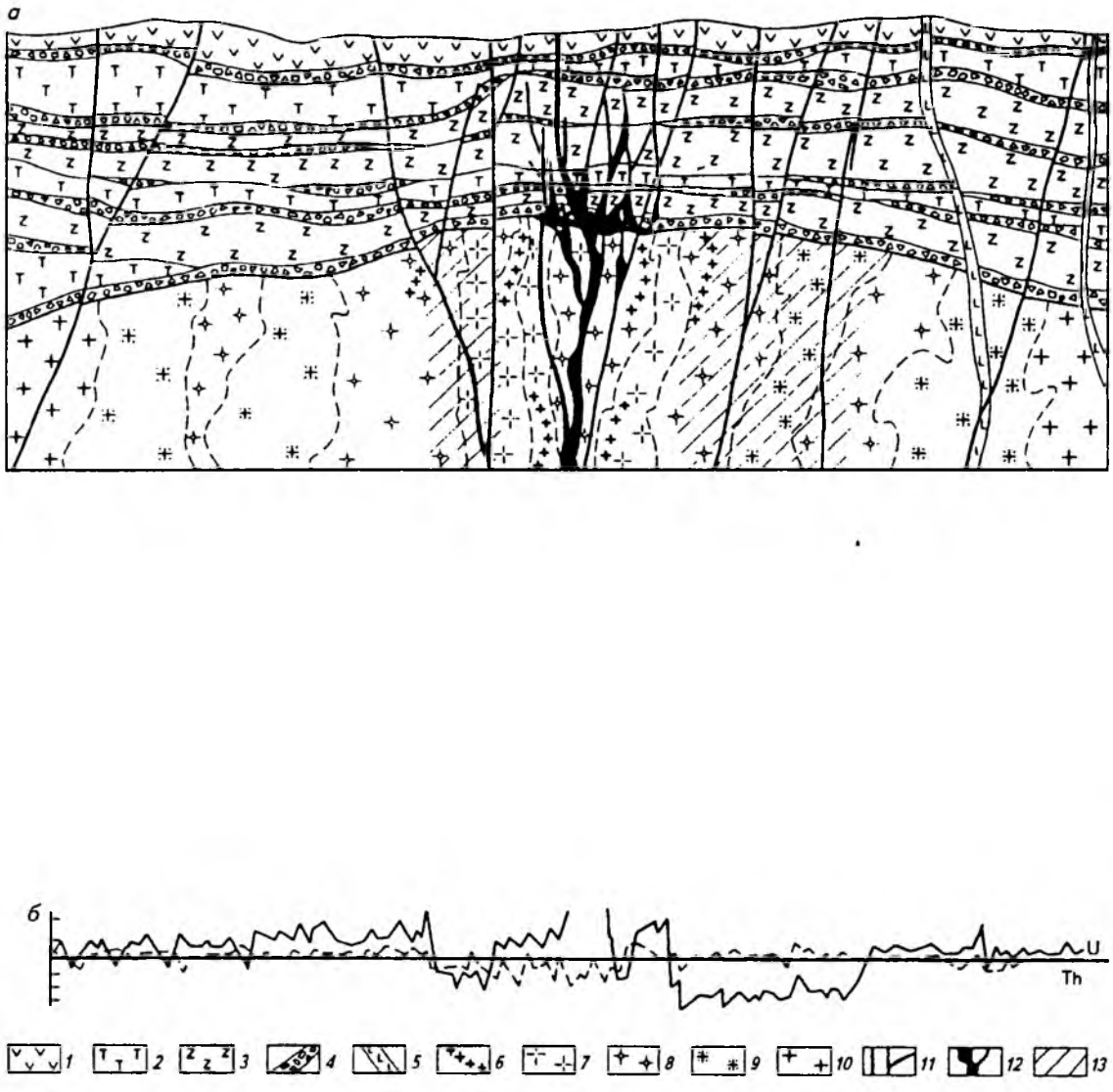


Рис. 129. Геологический разрез тектоно-вулканической депрессии (а) и графики распределения концентраций урана и тория в гранитах фундамента (б) (по И. В. Модникову)
1 — фельзиты; 2 — андезито-базальты; 3 — трахидациты; 4 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 — дайки основного состава; 6—10 — гранитоиды: 6 — аплитовидные, 7 — пегматоидные, 8 — лейкократовые, 9 — биотитовые, 10 — гранитогнейсы; 11 — разрывные нарушения; 12 — рудные тела; 13 — области пониженных содержаний

дельных участках), но суммарная мощность толщи выдержана и составляет первые сотни метров.

Породы верхней толщи с размывом залегают на породах нижней. Несогласие наиболее отчетливо выражено в центральной части депрессии. Разрез начинается терригенными осадочными породами и поздними базальтами, которые характеризуют начало второго цикла эффузивной деятельности. Вверх по разрезу основные эффузивы последовательно через горизонты осадочных пород и туфопесчаников сменяются дацитами и туфами дацитов. Завершается эффузивный разрез мощной пачкой монотонных и флюидальных фельзитов. Наиболее значительные содержания урана (до 15—20 г/т) отмечаются в самых молодых породах ультракислого состава. Мощность верхней толщи сопоставима с мощностью нижней и составляет также несколько сотен метров.

Заканчивается процесс формирования вулканогенных пород рудного поля внедрением субвулканических интрузий граносиенитов, даек липаритов и андезитов. Рвущие субвулканические тела и экструзивы залечивают в основном дугообразные разрывы на периферии кальдеры.

Различие литологического состава пород находит отражение в существенных отличиях их физико-механических свойств. Трахидациты и фельзиты отличаются от других эффузивов и качественно сходны между собой высокой эффективной пористостью (до 15%) и склонностью к хрупким деформациям. Высокой первичной пористостью обладают и туфогенно-осадочные породы, но в отличие от эффузивов они более пластичны.

Рудное поле имеет мелкоблоковое строение и характеризуется многочисленными разломами и зонами мелкой трещиноватости. Все это обеспечило формирование в разных частях гетерогенного стратиграфического разреза областей повышенной проницаемости для разгрузки напорных гидротермальных систем в локальных структурных узлах пересечения разноориентированных разломов и сопряженных с ними зон повышенной трещиноватости. Закономерности локализации оруденения во многом определяются широким развитием разломов, которые по-разному про-

явлены в основании депрессии и среди осадочно-вулканогенных отложений.

По условиям залегания, морфологии и внутреннему строению рудные тела объединены в три основных структурно-морфологических типа: 1) крутопадающие жилы и линзовидные тела; 2) линейные и уплощенные штокверки, имеющие в плане лентообразную форму; 3) пластообразные залежи.

Рудные тела жильного типа расположены в верхних частях разреза эффузивно-осадочной толщи. На отдельных участках они формируют сближенные жильные системы сложного строения, переходящие в линейные штокверки. Крупные рудные тела линзовидной и жилообразной формы, приуроченные к крутопадающим разрывным нарушениям, известны в породах фундамента — гранитах и ксенолитах известняков. На отдельных участках крутопадающих рудных тел наблюдаются раздувы мощностью до 70 м (рудные столбы), приуроченные к узлам сопряжения и пересечения рудовмещающей зоны с разрывами других направлений.

Линейные и уплощенные штокверки возникают в крутопадающих зонах дробления, секущих слоистую толщу осадочных и эффузивных пород. В горизонтах с благоприятными для трещинообразования механическими свойствами (особенно в трахидацитах и фельзитах) происходит резкое увеличение мощности зон повышенной трещиноватости. В разрезе рудный штокверк как бы вписывается в горизонты благоприятных пород, ограничиваясь по восстанию и падению пластами пород другого состава (см. рис. 126). В плане такие штокверки вытянуты по простиранию крутопадающих зон разрывов и по форме близки к широким лентам, часто занимающим пространство между системами сближенных крутопадающих разрывов. Основные текстуры руд в штокверках — прожилковые, прожилково-вкрапленные и брекчиевые.

Пластообразные рудные залежи, приуроченные к горизонтам осадочных и туфогенно-осадочных пород, известны на различных стратиграфических уровнях разреза. Наиболее крупные тела установлены в туфогенных песчаниках и гравелитах под покровом кислых пород в верхних частях разреза и базальных

горизонтах конгломератов, перекрывающих гранитоиды основания. Пластовая форма рудных залежей осложняется многочисленными апофизами по секущим крутопадающим разрывам. Наиболее высокие концентрации урана в пластовых залежах выявлены в участках, обогащенных обуглившимися растительными остатками или линзами бурых углей в сочетании с послойными разрывами в кровле и почве осадочных пород. Пластообразные рудные залежи сформировались одновременно с рудными штокверками и жилами.

Все рудные тела имеют сложное внутреннее строение: обогащенные участки чередуются с участками пустых пород и некондиционных руд. Контакты рудных тел с вмещающими породами нечеткие, определяются только по результатам опробования. Морфология рудных тел во многом зависит от показателей кондиций, принятых для их оконтуривания.

Обогащенные участки внутри рудных тел приурочены к изгибам по падению и простиранию рудовмещающих разрывов, узлам их расщепления, пересечения и сопряжения, к участкам пересечения крутопадающими нарушениями пластов с повышенной эффективной пористостью и прослоев осадочных пород, обогащенных углистыми остатками.

Процесс гидротермального минералообразования протекал в несколько стадий.

Дорудные метасоматические изменения пород происходили в две стадии: 1) карбонат-гидрослюдистую (аргиллизация); 2) кварц-альбитовую.

Этот процесс сопровождался значительным привносом калия и проявился в образовании гидрослюд и смешанослойных силикатов гидрослюдисто-монтмориллонитового типа. Калиевый метасоматоз сменился натриевым, приведшим к альбитизации пород фундамента и эффузивной толщи. Мощность ореолов аргиллизации и альбитизации зависит от степени нарушенности пород, интенсивности проявления гидротермального процесса.

Жильные и рудные минералы отлагались в три стадии: 1) кварц-карбонат-сульфидную; 2) иордизит-настурановую (рудную); 3) карбонат-флюоритовую. Кроме настурана в рудах распространены коффинит и браннерит.

Завершают гидротермальный процесс кварц-флюоритовые, анкеритовые и кальцитовые жилы и прожилки, нередко образующие внутрижильные брекчии по жилам урановорудной стадии.

Возраст урановых руд, определенный по настуранам уран-свинцовым методом, составляет 140±10 млн лет и оказывается близким к возрасту самых поздних вулканических тел позднемезозойского магматизма. Это позволяет связать промышленные концентрации урана с поствулканической гидротермальной деятельностью, закономерно проявившейся во многих палеовулканических районах.

Рудоотложение в депрессии происходило в приповерхностных условиях — на глубинах от 300 до 1500 м от поверхности. Температура рудогенерирующих растворов на ранних стадиях минералообразования была близкой к 350 – 300°С. В период рудной стадии она составляла 200 – 150°С, а в послерудную — 150 – 80°С.

Месторождения урановой формации в углеродисто-кремнистых («черных») сланцах

В углеродисто-кремнистых сланцах сосредоточены огромные запасы урана, но промышленные месторождения собственно урановых руд довольно редки и возникают при благоприятном сочетании стратиграфических, литологических, структурных, магматогенных и гидрогеологических факторов. Наибольший промышленный интерес представляют месторождения Роннебургского рудного поля (Германия) в геосинклинальных отложениях палеозойской складчатой области в обрамлении Чешского срединного массива.

В стратиграфическом разрезе рудного района выделяют два структурных этажа: 1) геосинклинальный и орогенный ($0\text{-}P_1$); 2) платформенный ($P_2\text{-}Q$); породы кристаллического фундамента не вскрыты. Общая мощность отложений геосинклинального структурного этажа составляет около 2000 м, платформенного — около 700.

Рудное поле приурочено к области пересечения двух крупных зон глубинных разломов. Это проявилось в интенсивной тектонической проработке вмещающих пород, в образовании сложных складчатых деформаций, развитии надвигов и шарьяжей.

Характерная особенность стратиграфического разреза — гетерогенность состава вмещающих толщ и наличие горизонта пород углеродистой формации с повышенным содержанием урана — от 25 до 60 г/т. Среди пород продуктивной толщи, имеющей общую мощность около 450 м, снизу вверх выделяются:

1) известково-алевролитовые сланцы с пиритом верхнего ордовика, слабо водопроницаемые, контакт с ними представляет собой водоупорную поверхность для растворов вышележащих толщ;

2) углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы нижнего силура с прослоями доломитов, хрупкие, водопроницаемые, с повышенной восстановительной емкостью;

3) кремнистые углеводородсодержащие сланцы и известняки нижнего и среднего девона со средней водопроницаемостью.

Магматические породы представлены согласными и секущими дайками диабазов и лампрофиров, развиты в основном вдоль зон крупных разломов.

Все перечисленные разновидности пород существенно различаются по физико-механическим свойствам, содержанию органического вещества, урана, по восстановительной емкости. Наиболее резко среди всех остальных пород выделяются углеродисто-кремнистые сланцы — не только по повышенному содержанию урана, но и по количеству органического углерода (8%), общей серы (3%), повышенному коэффициенту фильтрации (0,02—7 м/сут). Следствием этого является и их повышенная восстановительная емкость (более 100 мВ на фоне 40—50—для остальных пород).

Все породы рудовмещающей толщи интенсивно деформированы в сложную систему антиклинальных и синклинальных складок, различных по форме, протяженности и степени дислоцированности. Преобладают два типа складок — линейные северо-восточного направления и куполовидные (брахиформные).

Сложная система нарушений имеет два основных направления: крупные разломы северо-восточного простирания, согласные с общим направлением складчатых структур, и северо-западные, являющиеся составными элементами крупной зоны глубинного разлома. Близширотные и близмеридиональные наруше-

ния имеют подчиненное значение. Крупные тектонические зоны всех направлений сопровождаются системой мелких трещин, выполненных глинкой трения, милонитом со слабой жильной минерализацией.

Наиболее интенсивно тектонически проработаны хрупкие углеродисто-кремнистые сланцы силура. В них наблюдаются трещины с жильным выполнением в виде кварца и карбоната. Менее трещиноваты известково-алевролитовые сланцы ордовика, углисто-глинистые сланцы и доломиты силура.

Сочетание складчатых и разрывных нарушений определяет сложность тектонического строения площади рудного поля и отражается на особенностях пространственного положения и морфологии рудных тел.

Рудные тела имеют сложную форму и в зависимости от геотектонической позиции блока локализуются во всех выделенных литологических разностях пород: в породах ордовика, углеродисто-кремнистых сланцах силура, диабазах, девонских и силурийских известняках. Рудные тела стратиформного типа группируются в рудоносные зоны, представляющие собой область развития промышленного оруденения в каждой конкретной литологической разновидности вмещающих пород (рис. 130).

Положение рудоносных зон достаточно строго контролируется благоприятным сочетанием складчатых и разрывных нарушений. Так, рудные тела тяготеют к глубоким синклинальным складкам, осложненным системой разрывных нарушений, и зонам крупных разрывных нарушений. Они располагаются в замковых частях складок и их крыльях (особенно часто в пологих). Благоприятны для локализации оруденения также области пересечения и сопряжения разноориентированных тектонических нарушений, зоны повышенной трещиноватости вдоль надвигов, области чередования пород различного литологического состава, тектонические чешуйчатые пластины пород ордовика, ограниченные зонами надвигов в углеродисто-кремнистых сланцах силура. По морфологии рудные тела изменяются от пластообразных залежей до жил сложного строения. Разнообразие морфологических разновидностей обусловлено различной степенью влияния складчатых и разрывных нарушений. В целом же руд-

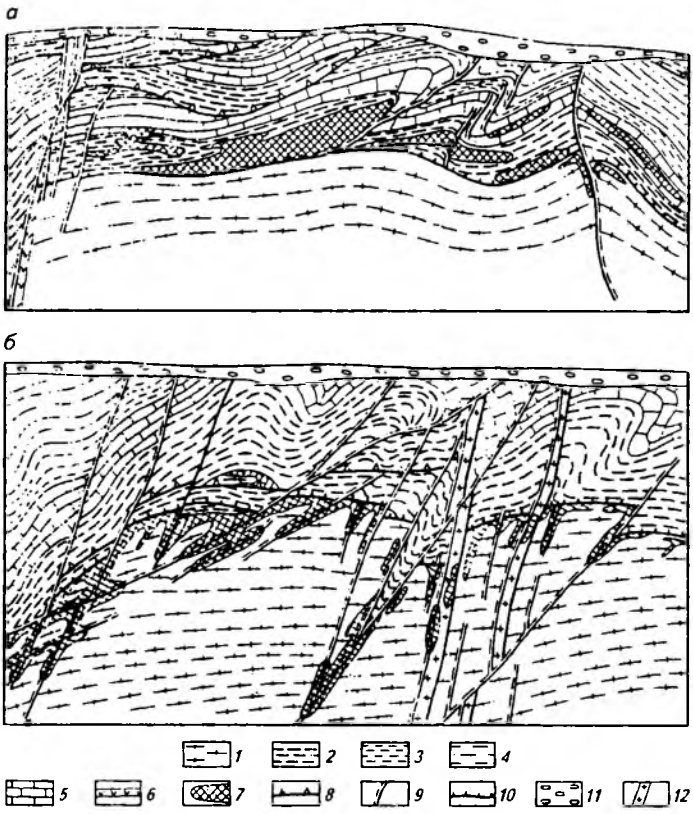


Рис. 130. Положение и форма рудных тел в углеродисто-кремнистых сланцах (а) и в известково-алевролитовых сланцах ордовика (б):
1–4 — сланцы: 1 — известково-алевролитовые, 2 — углеродисто-кремнистые, 3 — углеродисто-глинистые, 4 — углисто-глинистые; 5 — известняки; 6 — диабазы; 7 — рудные тела; 8 — надвиги; 9 — секущие нарушения; 10 — межслоевые срывы; 11 — четвертичные отложения; 12 — лампрофиры

ные тела различной морфологии объединяются в единые стратиформные рудоносные зоны. Размеры рудных тел изменяются в широком диапазоне — от мелких метровых скоплений до залежей длиной в первые сотни метров.

Основные запасы рудных тел сложены дисперсными тонковкрапленными и прожилково-вкрапленными

рудами. На отдельных участках вдоль тектонических нарушений встречаются богатые рудные тела жильного типа с прожилковыми и брекчиевыми текстурами.

Формирование промышленных скоплений урановых руд было обусловлено комплексом разновозрастных геологических процессов от первоначального накопления в углеродисто-кремнистых сланцах нижнего силура до перераспределения в связи с развитием современных гипергенных процессов.

Выделяются два разновозрастных урановорудных комплекса. Наиболее ранний — кальцит-настурановый — сложен настураном, кальцитом (доломитом), гидрослюдами (хлоритом), сопровождается редкими выделениями сульфидов свинца, цинка и меди и образует прожилковые и вкрапленные руды. Настуран встречается совместно с гидрослюдами и ранними генерациями кальцита.

В состав более позднего комплекса — гидронастуран-пиритового входят настуран, гидронастуран, коффинит, пирит, марказит, бравоит, халькопирит, арсениды кобальта и никеля, кальцит, доломит, гематит, гетит и гидрогетит.

Гипергенные преобразования пород площадного и линейного типа широко распространены в пределах рудного поля. Вдоль зон крупных разломов они прослеживаются до глубины 600 – 800 м от поверхности. Макроскопически они проявляются в виде покраснения (побурения) и осветления пород. Покраснение обусловлено широким развитием гидроксидов железа. Интенсивность его зависит от проницаемости пород и их состава, главным образом от содержания пирита и органического вещества.

С глубиной зона окисления сменяется зоной цементации, которая характеризуется восстановительной обстановкой, что проявляется в наличии новообразованиях пирита, марказита, халькопирита, урановых минералов. Между зоной окисления и цементации выделяется сложная по строению переходная зона частично осветленных пород с реликтами и новообразованиями пирита и других сульфидов. Здесь же происходит и концентрация урана.

Экзогенные месторождения

Месторождения этой серии дают около половины мировых запасов, и ежегодно добыча руд из них возра-

стает. Они широко распространены на всех континентах и во многих странах мира: на территории Северной Америки (Колорадско-Вайомингская рудная провинция), в западной части Аргентины, вдоль восточных предгорий Анд, в Нигерии (Мали-Нигерийская рудная провинция), в пределах Средне-Чешского и Центрально-Французского срединных массивов, на территории Мексики, Канады, Австралии, Италии, Югославии, Венгрии, Японии. Крупные запасы урана разведаны на территории Казахстана и Узбекистана — Чу-Сарысуйская, Сыр-Дарьинская, Кызыл-Кумская и другие рудные провинции (Машковцев Г. А. и др., 1993).

Ценность месторождений в отложениях платформенного чехла не только в их широкой распространенности, но и в благоприятных технологических свойствах руд. Уран из руды обычно легко выщелачивается разбавленными кислотами или содовыми растворами.

Важным экономическим фактором освоения многих месторождений в песчаниках является возможность применения при их отработке метода подземного выщелачивания (ПВ) в естественном залегании рудных залежей, что обеспечивает низкую себестоимость конечного продукта. Благодаря внедрению скважинного метода ПВ в отработку вовлекаются бедные руды с весьма низкими содержаниями урана.

На большинстве рассматриваемых месторождений рудные тела имеют простую пласто- и линзообразную форму и обычно залегают согласно с вмещающими породами.

Месторождения урана чехла древних и молодых платформ в литературе объединяются под названием «месторождения песчаникового типа».

Месторождения селен-ванадий-урановой формации в песчаниках

Месторождения этой группы являются важным поставщиком урановых руд и известны практически на всех континентах. Их геологическое положение определяется благоприятным сочетанием климатических, гидрогеологических, литолого-фациальных и тектонических условий.

Климатический фактор играет важную роль в формировании вод, обогащенных кислородом и ураном.

Такие условия возникают в областях с аридным климатом. Отсутствие в аридных областях сплошного растительного покрова и крайне низкое содержание органического вещества в почвах благоприятствует обогащению подземных вод кислородом, так как он не расходуется на окисление органического вещества. Интенсивное испарение приводит к повышению концентраций содержания урана в водах до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, что на один-два порядка выше, чем в водах гумидных областей. Оба фактора в совокупности создают условия для накопления и миграции урана в форме уранилкарбонатных комплексов.

Кроме того, в районах с засушливым климатом уровень грунтовых вод значительно ниже, чем в гумидных областях. Это способствует тому, что обогащенные ураном трещинные фунтовые воды проникают в водоносные горизонты артезианских бассейнов и не рассеиваются, вытекая в поверхностные водотоки.

Большинство рудных районов приурочено к артезианским бассейнам инфильтрацюнного типа, где нисходящие потоки подземных пластово-поровых вод в верхней части разреза контактируют с фунтовыми водами и несут растворенный кислород. Распространяясь по проницаемым пластам песчаников, эти воды формируют зоны пластового окисления (ЗПО) протяженностью в десятки и сотни километров, что является важнейшей отличительной особенностью рассматриваемых месторождений (рис. 131).

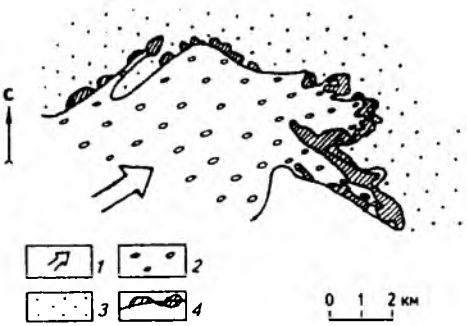


Рис. 131. Положение в плане уранового оруденения, приуроченного к зоне пластового окисления:
1 — направление потока подземных вод; 2–3 — песчаники: 2 — окисленные, 3 — неокисленные, с повышенной восстановительной емкостью; 4 — урановo-рудные тела роллового типа

Положение фронта ЗПО определяется гидрогеологическим

режимом района, степенью проницаемости пород, обогащением их органическим веществом, а пластовых вод — кислородом. В одних районах ЗПО распространяется недалеко от краевой области питания артезианского бассейна инфильтрационного типа, в других — опускается до нескольких километров.

Литолого-фациальные условия, благоприятные для локализации месторождений, создаются в неоднородных рудовмещающих разрезах, где выдержанные пласты песчаных водопроницаемых отложений чередуются с глинистыми водоупорными толщами. Рудовмещающие толщи отличаются и геохимической неоднородностью, которая выражается в чередовании окислительных и восстановительных геохимических фаций.

Рудовмещающими обычно являются сероцветные водопроницаемые породы, обладающие восстановительными свойствами, что может быть обусловлено наличием захороненного в них первичного (сингенетического) органического вещества гумусового ряда. Первичное органическое вещество обычно находится в виде унифицированного растительного детритуса и распределяется в пределах проницаемого пласта в зависимости от палеогеографических условий седиментации (палеорусла, зоны заболачивания и др.). Вторичное (эпигенетическое) восстановление пород связано с деятельностью восстановительных (глеевых или сероводородных) подземных вод, которые часто сопровождают скопления нефти и газа. На фронте зоны пластового окисления образуется геохимический барьер, благоприятный для рудоотложения (рис. 132). Восстановительный геохимический барьер для урана может быть как биогенным, так и абиогенным.

Среди тектонических факторов, благоприятных для локализации руд, следует выделять региональные и локальные. Региональный рудоконтроль проявляется в приуроченности рудных районов к областям тектонической активизации молодых платформ. В результате на поверхность выводятся породы фундамента, часто обогащенные ураном, в том числе граниты и черносланцевые толщи. Наиболее интенсивно тектонической активизации подвергаются краевые части плат-

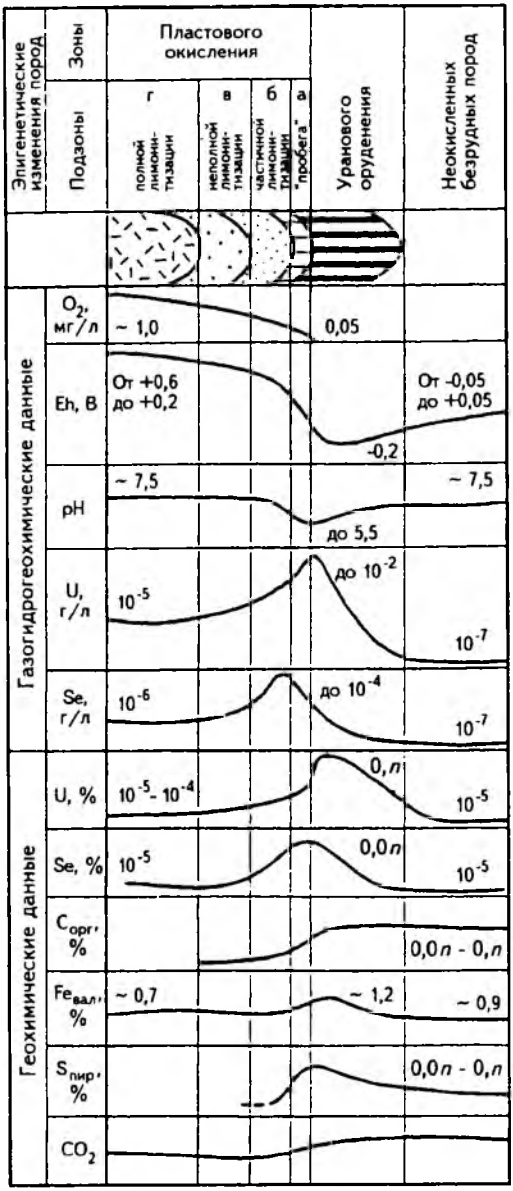


Рис. 132. Геохимическая характеристика зоны выклинивания пластового окисления (по М. Каширцевой и А. Лисицину)

форм. Активизация приводит к развитию малоамплитудных блоковых тектонических деформаций с амплитудами перемещений 0,5 — 1,5 км. Эти движения обусловливают омоложение рельефа, формирование эпиплатформенных орогенов, межблоковых зон трещиноватости, складчатых деформаций пород осадочного чехла. Области воздымания создают высокий гидростатический напор, что способствует образованию инфильтрационного гидродинамического режима и активизации динамики элизионных вод артезианских бассейнов, открытию проницаемых зон трещиноватости.

Локальный тектонический контроль выражается в приуроченности месторождений к антиклинальным структурам: горст-антиклиналям, флексурным изгибам, участкам периклинальных замыканий. Рудоносные зоны и рудные тела контролируются малоамплитудными разломами и зонами трещиноватости, которые выявляются по уступообразному рельефу фундамента, осям флексур, резкому изменению наклона пластов, поперечным перегибам складок. Такие зоны трещиноватости более четко устанавливаются в глинистых водоупорных толщах. Рудоконтролирующие тектонические структуры часто являются унаследованными и конседиментационными. В связи с этим они картируются по резкой смене фаций, мощностей рудовмещающих горизонтов и рельефу фундамента.

Морфология и условия залегания рудных тел разнообразны. Преимущественно это пологие залежи крупных размеров, имеющие в плане форму линз, лент, подковообразных тел или овалов. В разрезах для большинства рудных тел характерна специфическая уплощенная серповидная форма; выпуклой стороной залежи ориентированы вниз по падению рудоносного пласта песчаников, а вверх по восстанию пласта они раздваиваются, сохраняясь в кровле и почве рудоносного пласта. Рудные тела подобной морфологии получили название *роллов.* Передовая часть рудных роллов называется *мешковой или головной,* а верхняя и нижняя раздвоенные — *крыльями.* В мешковой части роллов обычно содержатся более богатые руды, а перед нею образуется ореол повышенных содержаний урана. Иногда форма роллов усложняется.

Различная форма роллов выражается в разном сочетании и протяженности их элементов — верхнего и нижнего крыльев, «головы» и «хвоста». Встречаются трубообразные рудные тела.

В пределах отдельных месторождений иногда можно наблюдать все многообразие морфологических типов рудных тел — от линз до сложных роллов. Усложнение морфологии рудных тел обусловлено анизотропией проницаемости рудовмещающего пласта и неоднородным распределением в нем восстановителей урана.

В разрезе месторождений рудоносные пласты могут располагаться многоярусно, образуя продуктивные пачки мощностью до первых сотен метров. Мощность проницаемых рудовмещающих горизонтов обычно колеблется от 10 до 20 м. В плане рудоносные зоны пластового окисления прослеживаются до первых десятков километров. Рудовмещающие пласты залегают полого с углами падения 1 — 5°.

Рудовмещающие породы — аркозовые и олигомиктовые кварцевые песчаники. Руды, как и породы, отличаются малой крепостью и относятся к слаболитофицированным образованиям. В составе обломочной части пород часто встречается унифицированный растительный детрит, фосфатизированные костные обломки, катыши глин. В рудах распространены сульфиды железа (пирит, марказит), карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), глинистые минералы, барит и халцедон. В целом для этих месторождений характерны два типа урановых руд: окисленные и неокисленные.

В окисленных рудах урановые минералы представлены тюямунитом, карнотитом, уранофаном и другими минералами группы уранила, ассоциирующими с лимонитом и минералами ванадия (монтрозеит). Они слагают небольшую часть запасов. Более широко развиты неокисленные руды, в состав которых входят настуран, коффинит и урановые черни в ассоциации с пиритом. Они обволакивают обломочные зерна, пронизывают цемент песчаников. Настуран и коффинит приурочены к унифицированным остаткам. В богатых рудах часто отмечается гематит и гетит, ассоциирующиеся с настураном. По вещественному составу руды полиэлементные. В них часто присутствуют ванадий,

молибден, селен, рений, скандий, иттрий. Разработанная в настоящее время технология подземного выщелачивания урана позволяет попутно извлекать большую часть сопутствующих элементов. В рудах встречаются окисленные битумы, в том числе содержащие уран.

На некоторых относительно молодых месторождениях руды неравновесные: в хвостовой части роллов равновесие смещено в сторону радия, а в головной — в сторону урана.

Типичными примерами селен-ванадий-уранового оруденения в песчаниках, локализованного на выклинивании ЗПО, являются месторождения урановорудной провинции Вайоминг. Здесь сосредоточено 28% промышленных запасов США. Провинция расположена севернее известной провинции плато Колорадо и представляет собой ряд депрессий, выполненных платформенными отложениями мезокайнозоя и ограниченных поднятиями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы докембрия.

Территория является окраиной древней платформы, охваченной тектонической активизацией.

Крупнейшие урановорудные провинции Казахстана и Узбекистана — Чу-Сарысуйская, Сыр-Дарьинская и Кызыл-Кумская — во многом сходны, но имеют и некоторые различия. Общность тектонической обстановки определяется приуроченностью всех провинций к эпиплатформенным орогенным поясам.

Чу-Сарысуйская и Сыр-Дарьинская впадины расположены на периферии Туранской плиты и охватывают площадь около 150 тыс. км^2 каждая. Области развития зон пластового окисления составляют десятки тысяч квадратных километров. Суммарная протяженность рудоносных фронтов их выклинивания — сотни километров. Они контролируют пространственное положение крупных по запасам урановорудных объектов. В Чу-Сарысуйской впадине рудные залежи месторождений залегают в меловых и палеогеновых отложениях (Инкай, Мынкудук, Канжуган), в Сыр-Дарьинской впадине рудовмещающими являются меловые песчаники (Карамурун, Иркол). Урановое оруденение приурочено к зоне малоконтрастного восстановительного барьера с относительно низкими содержаниями в породах уг-

листого вещества (0,n — 0,0n% $C_{орг}$) и дисульфидов железа. Поэтому руды бедные и убогие, пригодные для отработки только методом скважинного подземного выщелачивания.

Кызыл-Кумская впадина, значительно меньшая по размерам, представлена артезианским бассейном, обрамляющим выступ палеозойского фундамента в пределах Центрально-Кызыл-Кумского сводового поднятия. Соответственно и зоны пластового окисления имеют небольшую протяженность, а приуроченные к ним урановые месторождения средние по запасам. Но зато зоны более контрастны по концентрации восстановителей, что обусловлено наложением на сингенетическое органическое вещество процессов битуминизации и пиритизации. В результате руды отличаются более высоким содержанием урана. На ряде месторождений присутствуют богатые гематит-настуран-черниевые руды с сульфидами, сформированные на флюидном восстановительном барьере, возникающем за счет внедряющихся по разломам термальных восстановительных растворов. Все месторождения являются древнеэпигенетическими мезозойского и кайнозойского возраста.

Своеобразной разновидностью месторождений в песчаниках являются ураноносные гуматы. Это крупные месторождения рудного района Гранте на плато Колорадо. Предполагается, что гумусовые кислоты, образовавшиеся при разрушении рассеянных и захороненных в песчано-сланцевых отложениях растительных остатков, переносились с ураном щелочными подземными водами. При изменении щелочной среды на кислую происходило разрушение комплексов и осаждение гуматов, которые активно сорбировали уран, содержащийся в подземных водах. Урановые минералы встречаются только совместно с гуматами, образуя единые рудные тела пластообразной формы.

Месторождения прослеживаются в пределах северо-западной зоны шириной до 15 км и длиной до 160 км. Наиболее крупные месторождения Амброзия-Лейк, Джекпайл, Саут-Лагуна и другие приурочены к двум позднеюрским продуктивным пачкам пород — Брашi-Бейсин и Вестуотер-Каньон формации Морисон. Руд-

ные тела обычно стратиформные, в виде удлиненных пластообразных тел, объединяемых в линейно-вытянутые зоны. Уран рассеян в органической фазе в виде уран-органических комплексов и мелких выделений коффинита. Кроме урана в органическом веществе присутствуют в повышенных концентрациях железо, ванадий, молибден и селен.

Месторождения урановой формации в калькретах

Месторождения, объединенные в эту группу, выявлены и разведаны в последние 10 — 15 лет в Австралии (Йилирри и др.), Намибии (Лонгер-Хейнрих), Сомали и других регионах. Они выделяются как месторождения близповерхностных первичных слюдковых руд и приобретают все большую практическую значимость благодаря неглубокому залеганию рудных тел, их простой морфологии и дешевому извлечению урана из руд. Рудные минералы, представленные преимущественно карнотитом, развиты в своеобразных карбонатных (калькреты, каличе) или гипсовых (гипкреты) породах, слагающих тела плитообразной формы в почвах и аллювиальных отложениях аридных климатических провинций. Эти породы возникают в приповерхностных условиях в засушливых районах в результате испарения грунтовых вод, выносящих на поверхность карбонаты и сульфаты. Они отличаются высокой пористостью, кавернозностью и потому благоприятны для миграции приповерхностных вод.

В настоящее время наиболее крупным и хорошо изученным месторождением этого типа является Йилирри, открытое в Западной Австралии в 1972 г. Запасы его оцениваются в 40 — 50 тыс. т при среднем содержании урана 0,15%. Месторождение приурочено к комплексу карбонатных или богатых карбонатом пород (калькретам), сформировавшемуся в руслах временных потоков вблизи современной поверхности в районе с ярко проявленным аридным климатом. Главный урановый минерал — карнотит.

Рудные концентрации тяготеют к русловой части долины и локализуются в калькретах на глубине до 14 м от поверхности. Главная рудоносная зона притягивается вдоль русла на расстояние около 6000 м при средней ширине 50 м.

В стратиграфическом разрезе рудного района Йилирри различают два структурных этажа: архейские породы фундамента и слабодислоцированные отложения платформенного чехла. Породы архейского фундамента представлены биотит-роговообманковыми гранитами с аплитами, пегматитами и долеритами.

Породы платформенного чехла — плиоцен-четвертичные речные и озерные осадки — залегают на остаточных древних латеритных корах выветривания. Общая мощность их в речных долинах изменяется от 10 до 75 м.

В возвышенных районах древнего плато сохранились латеритные коры выветривания, сформировавшиеся в условиях гумидного климата в меловом периоде, когда район дренировался речной сетью.

Становление урановых месторождений в калькретах связано с накоплением аллювиальных отложений в долинах рек, происходившим, начиная с плиоцена. В условиях аридного климата получили широкое развитие конусы выноса и соляные озера. Вдоль речных систем, в речных долинах или по краям соляных озер образовались калькреты. Осадочный материал русловых отложений представлен аллювием, эвапоритами и калькретами.

Русловый аллювий различается по минеральному и гранулометрическому составу и состоит из глин с обломками кварца и полевого шпата, суглинков и песков. Поверхностный слой аллювия сцементирован кремнеземом или карбонатным материалом.

Эвапориты появляются в глинистых отложениях конусов выноса и соляных озер, представлены сульфатами и хлоридами — гипсом, целестином и галитом.

Калькреты в виде полосы шириной до 6,5 км залегают в приповерхностной части русловых аллювиальных отложений. Мощность их в краевых участках руслового канала измеряется первыми метрами, а в центральных увеличивается до 20 м; форма изменяется от небольших разрозненных линз до протяженных лентообразных пластов.

Урановое оруденение концентрируется только в горизонте калькретов. Руды — мономинеральные карнотитовые. Карнотит образует налеты на стенках пустот и каверн, рассеян в землистых разностях калькрет,

развивается вдоль мелких трещин. Иногда карнотит обрастает зернами глинистых минералов и бывает окружен тонкой пленкой опала. Это — один из наиболее поздних минералов калькрет и после него выделялись только пленочный опал и некоторые глинистые минералы, выполняющие пустоты.

По мнению большинства исследователей, образование карнотитовых руд происходило на фоне проявления интенсивных эвапоритизационных процессов. Этому способствовали резко выраженные условия аридного климата, когда степень испарения (до 2500 мм в год) резко преобладает над количеством выпадающих осадков (до 200 мм в год). Возраст оруденения 0,5 млн лет.

Метаморфогенные месторождения

Наиболее крупные месторождения этой урановорудной формации развиты в южном обрамлении Трансваальского массива (район Витватерсранд, ЮАР), в южной части Канадского щита (район Эллиот-Лейк), в обрамлении массива Сан-Франциско на Бразильском щите (районы Железный Четырехугольник, Жакобино и др.), в массиве Шейю (Франсвильский район, Габон).

Месторождения пространственно тяготеют к жестким массивам — кратонам, сложенным глубоко метаморфизованными породами архея. В их обрамлении, в краевых частях эпикратонных впадин, заполненных платформенными осадками, расположены месторождения ураноносных конгломератов. Они приурочены к основанию или нижней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий пород, залегающих с резким несогласием на гранитогнейсах и зеленокаменных породах архея и протерозоя. Их формирование происходило в интервале от 2,8 до 2 млрд лет до нашего времени. Толщи всех месторождений имеют сходный состав; конгломераты, как правило, залегают согласно с аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и характеризуются высокой степенью сортировки обломочного материала, равномерной и сравнительно невысокой концентрацией рудных компонентов, включая уран, находящихся в цементе. Метаморфизованы конгломераты в зеленосланцевой фации.

Золото-урановые месторождения

Район Витватерсранд расположен в южной краевой части Южно-Африканского щита и является одним из ведущих в мире по запасам золота и урана. Знаменитые золоторудные месторождения Витватерсранд открыты в 1887 г. и успешно разрабатываются до настоящего времени. Урановые руды, выявленные в 1945 г., приурочены к золотоносным пластам («рифам»), не все из которых в одинаковой степени ураноносны.

Архейское кристаллическое основание, на котором залегают конгломераты Витватерсранда, представлено структурными элементами двух типов: кратонами Каапвааль и Родезийским и окаймляющими их подвижными (протогеосинклинальными) поясами. Радиологический возраст пород фундамента более 3,5 млрд лет. В пределах кратонов, в свою очередь, выделяются зеленокаменные пояса и поля гранитогнейсов. В основании зеленокаменных поясов установлены коматииты — основные ультраосновные эффузивы, которые считаются продуктами выплавления верхней мантии. Наиболее древними гранитоидами являются гранитогнейсы, образующие характерные куполовидные структуры, которые в целом ориентированы согласно с генеральным направлением зеленокаменных поясов.

Гранитогнейсы и заленокаменные породы пересекаются позднеархейскими калиевыми гранитами и пегматитами с радиоактивной и редкоземельной минерализацией, которая, как предполагают, и послужила источником урана в конгломератах, сформировавшихся после размыва кратона Каапвааль. Наиболее вероятным источником золота считают зеленокаменные пояса, содержащие ряд золоторудных месторождений метасоматического и жильного типа.

Металлоносные конгломераты приурочены в основном к системе Витватерсранд, которая вместе с нижележащей системой Доминион-Риф и перекрывающими ее системами Вентерсдорп и Трансвааль образует единый вулканогенно-осадочный комплекс. Все эти породы докембрийской толщи с резким угловым несогласием перекрываются угленосными отложениями и вулканитами системы Карру.

Среди большого числа золотоносных «рифов», известных в системе Витватерсранд, только семь обога-

щены ураном: Доминион-Риф, Хоспител-Хилл, Гавернмент-Риф, Мейн-Риф, Берд-Риф, Кимберли и Эльсбург-Риф. Урановосные конгломераты — грубозернистые породы, для которых характерны закономерные изменения зернистости снизу вверх по разрезу и ритмичность нескольких порядков. Чаще всего это олигомиктовые кварцево-галечные разности. Хорошо скатанные гальки размером до 4—7 см сложены кварцем молочного, белого или дымчато-черного цвета. Менее окатанные мелкие обломки представлены известковисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, джаспероидами. Размер галек уменьшается вверх по разрезу и в верхних частях рифов они более разнообразны по составу. Цемент слюдисто-кварцевый со значительным количеством (до 16%) пирита.

Рудовмещающие олигомиктовые и кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники начинают или завершают крупные ритмы в сланцевых протерозойских толщах. Косая слоистость, ориентировка галек, волноприбойные знаки и знаки ряби, а также следы оползания, трещины усыхания и другие признаки в совокупности с литологическими особенностями отложений указывают на то, что их накопление происходило в долинах палеорек, в обширных дельтах и авандельтах, в прибрежно-баровых и прибрежно-пляжевых зонах морского мелководья. Бассейн седиментации испытывал довольно интенсивное и длительное прогибание, о чем свидетельствует большая мощность разреза. Закономерные изменения зернистости пород и ритмичность нескольких порядков служат доказательством того, что периодические поднятия сменялись опусканиями и осложнялись вторичными седиментационными циклами.

Уран и золото обычно приурочены к горизонтам конгломератов и, редко, к пластам пиритизированных кварцитов. По простиранию рудоносные пласты прослежены на десятки километров при средней мощности 1—2 м. Морфология рудных тел во многом определяется рельефом архейского фундамента. Эрозионные ложбины, русла палеопотоков придают струйчатую, лентообразную (русловую) форму отдельным рудным телам.

Золотое и урановое оруденение связано только с цементом, который на 70—80% состоит из обломочных

или новообразованных зерен кварца, а 20 — 30% — составляют серицит, хлорит, сульфиды и рудные минералы такие, как циркон, монацит, хромит, сфен, рутил, золото, уранинит и др. Иногда цемент обогащен углеродистым веществом, присутствие его сопровождается повышением содержаний урана. Отмечены случаи прорастания керогена уранинитом.

Содержание урана в рудах довольно изменчиво — от тысячных до сотых, редко до первых десятков долей процента.

Время формирования конгломератов Витватерсранда определяется в интервале 2700 — 2200 млн лет.

Собственно урановые месторождения

Район Эллиот-Лейк (Блайнд-Ривер) расположен в южной краевой части Канадского щита. В геологическом строении различают два разновозрастных комплекса пород: архейский и протерозойский (гуронский).

Архейский комплекс выделяется как «протоконтинент» или кратон Сьюпериор. Он представлен зеленокаменными толщами пород с гранитами и мелкими интрузиями основного состава. Гранитоиды отличаются повышенным содержанием урана и тория, превышающим среднее содержание в гранитах в три раза (соответственно 0,0027 и 0,0011%). В догуронское время они подвергались выветриванию. Мощность кор выветривания в зависимости от состава пород изменяется от 10 см до 15 м.

Гуронские отложения, несогласно перекрывающие породы архея, подразделяются снизу вверх на четыре группы: Эллиот-Лейк, Хоу-Лейк, Куэрк-Лейк и Кобальт. Верхняя возрастная граница формирования гуронских отложений определяется в 2 — 2,1 млрд лет. Осадки накапливались в сравнительно узком поясе вдоль южной границы кратона. Седиментация происходила в условиях мелководного бассейна при неоднократном чередовании трансгрессий и регрессий. Гуронские отложения заполняют широтную синклиналь, которая погружается на запад и осложнена более мелкими складками и разрывами.

Все урановые месторождения сосредоточены в основании гуронских отложений в формации Матинеда. Ее положение и мощность определяются особенностя-

ми строения архейского фундамента; в прогибах фундамента мощность увеличивается до 210 м. В фундаменте выделены три основные депрессии, так называемые долинные структуры, к которым и приурочены урановосные зоны Куэрк, Нордик и Пронто с урановосными конгломератами. Депрессии имеют северо-западное простирание, в их основании залегают преимущественно сланцы и зеленокаменные породы, а по бортам — гранитоиды.

Русловые части палеорусел располагаются на 45—85 м ниже выступов догуронского фундамента. В некоторых пластах отмечается увеличение размеров галек от кровли к почве; в конгломератах и переслаивающихся с ними аркозовых песчаниках проявлена косая слоистость. Эти факты позволяют относить урановосные конгломераты к потоковым фациям.

Рудные пласты представлены пачками сложно переслаивающихся конгломератов и безгалечных аркозов. Выделенные рудоносные зоны шириной 2500—3000 м прослеживаются на 6500—8000 м. Они объединяют несколько (пять-шесть) рудных залежей пластового типа, расположенных на разных стратиграфических уровнях.

В бортах депрессий горизонты конгломератов имеют крутое падение и разбиты системой разрывных нарушений на отдельные блоки.

Урановые руды локализуются в мелкогалечных конгломератах, в которых гальки сложены преимущественно кварцем, реже кварцитами, сланцами и роговиками, а цемент — пиритизированным грубозернистым песчанистым кремнистым материалом с хлоритом и серицитом. В нем концентрируются и основные промышленные минералы урана — браннерит, уранинит и урансодержащий монацит.

Главный минерал среди сульфидов — пирит — составляет от 3 до 12% массы цемента в рудных пластах. Другие сульфиды — молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит — занимают менее 2% общей массы цемента. Содержание золота в рудах низкое (около 1 г/м^3), промышленного интереса не представляет.

В пределах рудных пластов известны тонкопрожилковые выделения молибденита со сфалеритом и кальцита с тухолитом.

Среднее содержание урана в рудных пластах составляет около 0,1%. Присутствуют торий и редкие земли.

Вопрос о генезисе ураноносных конгломератов в свое время был предметом острых дискуссий. Подобные месторождения одними из первых вовлечены в промышленное освоение, запасы их уникальны, поэтому и интерес к ним был особый. Генезис месторождений обсуждался на заседаниях геологических конгрессов, на страницах журналов, их описанию посвящен ряд монографий. Рассматривались три основные гипотезы их образования: осадочно-метаморфогенная (древние метаморфизованные россыпи); гидротермальная; инфильтрационная.

В обсуждении выдвинутых гипотез участвовали такие известные исследователи рудных месторождений, как С. Эммонс, В. Линдгрен, П. Рамдор, К. Дэвидсон и др. В. Н. Котляр провел подробный анализ фактического материала, подтверждающего каждую из гипотез и суммировал доказательства, подтверждающие наибольшую вероятность гипотезы осадочно-метаморфогенного генезиса подобных месторождений. Она обосновывается следующими фактами.

1. Металлоносные конгломераты с ураном и золотом имеют широкое площадное распространение, контролируются стратиграфическими и литологическими факторами. Установлена четкая приуроченность руд к горизонтам конгломератов. Не выявлена связь оруденения с интрузивами и разрывными нарушениями.

2. Рудоносные пласты тяготеют к выдержанным горизонтам базальных конгломератов, залегают согласно с ними и располагаются в депрессиях палеорельефа. На месторождениях Витватерсранда отмечено, что золото и уран концентрируются в наиболее грубозернистых конгломератах. Наблюдается струйчатое распределение данных компонентов. Все это указывает на перенос рудного материала наземными потоками.

3. Округлые формы выделений уранинита, браннерита, пирита, их ассоциация с типичными минералами россыпей такими, как монацит, циркон, хромит, касситерит, осмистый иридий, шпинель и алмаз, также свидетельствуют об их накоплении из русловых по-

токов. Уранинит древних конгломератов имеет высокотемпературное происхождение и по физическим свойствам схож с уранинитом, рассеянным в гранитах и пегматитах кратонов.

4. Некоторые пласты в Витватерсранде (например, Мейн-Лидер) отличаются большой протяженностью (до десятков километров) при относительной выдержанности мощности и содержания металлов. Такая морфология рудных тел и размещение полезных компонентов характерны для дельтовых россыпей.

5. В районе месторождений развиты архейские комплексы пород, подстилающие и обрамляющие впадины (Родезийский и Каапвальский кратоны в Африке, кратон Сьюпериор в Канаде) и представляющие собой возможный источник сноса рудных минералов россыпей. Они содержат тонкорассеянную вкрапленность уранинита, пересекаются многочисленными древними кварцевыми жилами и ураноносными пегматитами.

6. По данным минералогических исследований, в Витватерсранде ураниниты всех горизонтов — от системы Доминион-Риф до системы Трансвааль — аналогичны по составу, форме выделений и соотношениям с другими минералами.

Наряду с фактами, свидетельствующими о первично россыпном происхождении многих рудных минералов, ряд наблюдений указывает на существенное перераспределение элементов в процессе метаморфизма. Возможность развития эпигенетического оруденения подтверждается наличием многочисленных прожилков золота, сульфидов, настурана, тухолита и кварца, а также замещением галек монацитом, сульфидами, серицитом и кварцем. Абсолютный возраст минералов (модельный возраст монацита около 2000 млн лет) служит доказательством проявления процессов перераспределения рудного вещества.

Дискуссионны вопросы о возможности переноса уранинита как минерала россыпей; неясны источники пирита и других сульфидов. Сторонники гипотезы о россыпном происхождении месторождений считают, что механическая транспортировка уранинита и сульфидов в виде кластического материала возможна в условиях обедненной кислородом атмосферы,

а дальнейшее их сохранение обусловлено быстрым захоронением.

Металлогения

Урановые месторождения различных гинетических типов известны на всех континентах. Закономерности их размещения и условия формирования определяются историей геологического развития земной коры.

Урановорудные месторождения отличаются разнообразием геотектонической позиции, широким временным диапазоном от докембрия до четвертичного периода и многообразием факторов, определяющих их генезис.

В фундаменте древних платформ благоприятными для формирования крупных месторождений являются протогеосинклинальные складчатые пояса; крутые эпи- и перикратонные впадины, выполненные слабометаморфизованными толщами молассоидных, пролювиальных, аллювиальных и дельтовых фаций; области тектоно-магматической активизации.

В пределах геосинклинально-складчатых поясов промышленные урановые месторождения возникают на орогенном этапе их развития и относятся преимущественно к гидротермальному классу. Они ассоциируют со сложными комплексами континентальных вулканических и вулкано-интрузивных образований, принадлежащих к различным контрастно дифференцированным сериям, в которых преобладают три группы пород: основные — средние, средние-кислые и кислые-субщелочные разности. В соответствии с «магматическим профилем» урановых рудных провинций проявляется и их металлогеническая специализация.

Наиболее благоприятными для формирования промышленно важных урановых месторождений являются срединные массивы. В них формируются крупные интрузивы гранитоидов с повышенными содержаниями таких элементов, как U, Th, Mo, Pb, Zr, Be, P, типоморфных для урановых руд. В обрамлении срединных массивов особый интерес представляют палеозойские углеродисто-кремнистые сланцы («черные» сланцы),

обогащенные ураном, фосфором, ванадием, никелем, свинцом, серебром и другими элементами. Содержание этих элементов в «черных» сланцах превышает их содержания в одно-возрастных породах другого состава в 10—20 раз.

Крупные урановые месторождения формируются и в осадочных породах платформенного чехла. Наиболее промышленно важными являются инфильтрационные месторождения в песчаниках. Известны месторождения в глинах с костными остатками ископаемых рыб, в калькретах, в угольных пластах и торфяниках.

Благоприятная обстановка для формирования урановорудных полей и месторождений определяется сочетанием различных геологических факторов таких, как тип земной коры, ее мощность и строение, геотектонический режим развития, наличие глубинных разломов, геохимическая и металлогеническая специализация пород. Основные урановорудные провинции приурочены к участкам земной коры континентального типа нормальной мощности с преобладанием гранитного слоя (15—25 км) по отношению к базальтовому (10—20 км). Благоприятными являются блоки с гетерогенным глыбово-блоковым строением и устойчивым тектоническим режимом воздымания. Важную роль для уранового рудообразования имеют зоны глубинных разломов с длительной историей геологического развития. Большинство крупных урановорудных провинций приурочено к районам, где есть осадочные, магматические или метаморфические породы с повышенными содержаниями урана.

Анализ пространственного размещения урановорудных полей и месторождений в пределах различных геотектонических блоков земной коры позволил выявить ряд присущих всем им закономерностей.

Наиболее общей региональной особенностью размещения крупных урановых месторождений является их локализация в урановорудных районах и провинциях, часто образующих в совокупности протяженные урановые пояса. Урановорудные металлогенические пояса хорошо проявлены в пределах Северо-Американской и Австралийской древних платформ, в пределах геосинклинально-складчатых областей. Они объединяют месторождения, различные по генезису и вре-

мени образования. Так, в пределах Канадского уранового пояса известны древние урановосные конгломераты, урановосные пегматиты, жильные гидротермальные месторождения и месторождения зон несогласия. Он протягивается в запад-юго-западной краевой части Канадского щита.

Австралийский урановый пояс вытянут в субмеридиональном направлении через весь континент и объединяет крупнейшие месторождения урана Австралии различного возраста (от протерозоя до рифея) и генезиса: месторождения зон несогласия, скарновые и жильные гидротермальные месторождения. Все они находятся в краевых зонах складчатых поясов, примыкающих к жестким массивам основания.

В американском сегменте Тихоокеанского пояса локализуются крупнейшие экзогенные месторождения урана мезозойско-кайнозойского возраста. Они образуют протяженный Трансамериканский урановый металлогенический пояс, включающий не менее пяти крупных урановых провинций и 25 урановорудных районов. Выделяются и другие урановорудные пояса. В пределах поясов основные урановорудные районы тяготеют к пограничным зонам жестких массивов — выступам основания, имеющим мощную гранитную кору.

Крупные урановые месторождения формируются в провинциях, где развиты комплексы горных пород, изначально обогащенные ураном: древние граниты, гнейсовые купола, гранитные формации фанерозоя, черные углеродисто-кремнистые сланцы, фосфатные породы. Так, наиболее древние урановосные конгломераты Ю. Африки формируются в отложениях раннепротерозойского платформенного чехла, примыкающих к выступам фундамента, сложенного гранитами с повышенными содержаниями тонкорассеянного уранинита. В урановорудных провинциях месторождений зон несогласия Австралии и Канады на более ранних стадиях образуются рассеянные повышенные концентрации урана в черных сланцах и в древних гранитах фундамента. Экзогенные урановые месторождения в песчаниках Центрально-Французского и Чешского срединных массивов залегают во впадинах, фундамент которых включает гранитоиды с повы-

шенным содержанием урана и гидротермальные месторождения урана.

В процессе развития земной коры изменялись условия формирования месторождений. Анализ геологической истории земной коры, процессов наложения и перераспределений урана позволяет выделить основные эпохи рудообразования, с которыми связаны главные промышленные месторождения урана (в млн лет): раннепротерозойскую (2700—2200) — древние золотоурановые россыпи; рифейскую (1800—1700) — уранносные альбититы в зонах глубинных разломов, месторождения зон несогласия; вендскую (800—500) — месторождения «порфировых» руд в апогранитах и щелочных массивах; среднепалеозойскую (360—340) — гидротермальные месторождения фосфор-молибден-урановых руд; позднепалеозойскую (280—260) — гидротермальные месторождения жильного типа с кварцем, карбонатом, флюоритом; мезозойскую и кайнозойскую (140—90 и менее) — месторождения областей тектоно-магматической активизации, экзогенные месторождения.

Геохимические свойства урана обеспечивают его высокую мобильность в процеєсах рудообразования. Этим объясняется разнообразие генетических типов урановых месторождений.

■ ТОРИЙ

Торий открыт в 1828 г. И. Берцелиусом при изучении радиоактивных сиенитов Норвегии в минерале торите. Мировое производство тория ограничено сравнительно небольшими современными потребностями. Основным носителем тория является монацит из россыпных месторождений, которые разрабатываются для получения титана, циркония, олова, редкоземельных элементов. В результате селективной флотации может быть получен монацитовый концентрат с содержанием монацита более 75%, а при дальнейшем обогащении он может быть доведен до более чем 90%. Торий, остающийся от переработки монацита на элементы редкоземельной группы, в ряде стран складируется как госрезерв, но в некоторых странах его оценивают как отходы и сбрасывают в отвалы.

Цена монацита в концентрате изменялась (в долл/т) от 180 в 1969 г. до 695 в 1990 г. Цена на ториевый нитрат с 1983 по 1990 г. изменялась от 10,6 до 16,5, а оксид тория 99%-ной чистоты стоил от 31 до 55 долл/кг.

Торий используется для газокалильных сеток, в электровакуумной, электроосветительной технике.

Разведанные запасы тория без стран СНГ и Китая оценены в 1754 тыс. т, из них 606 — в Бразилии, 380 — в Турции, 319 — в Индии. Общие ресурсы монацита оцениваются в 4,1 млн т.

В 1990 г. в мире было добыто 26700 т монацитового концентрата, что соответствует 1760 т оксида тория. Основными производителями монацита были Австралия (14500 т), Индия (4500 т), Малайзия (3500 т), Бразилия (2000 т), ЮАР (1200 т).

В Австралии рудные монацитовые прибрежно-морские россыпи перерабатываются драгами при высоком уровне производства. В Малайзии монацитовый концентрат получают из суммарного шлиха тяжелых металлов при дражной отработке россыпей в штатах Перак и Саланго. В Бразилии монацит тоже добывают из пляжевых россыпей.

Геохимия и минералогия

Торий является членом семейства актиноидов с порядковым номером 90 и массовым числом 232,04. Период его полураспада как радиоактивного элемента $1{,}39 \cdot 10^{10}$ лет. В природе он представлен практически одним изотопом ^{232}Th.

По свойствам он близок к другим актиноидам и элементам своей группы Ti, Zr, Hf. В природных соединениях всегда четырехвалентный. Оксид тория ThO_2 обладает жаропрочностью, трудно растворим, температура плавления 3220 °С. Торий, как уран и редкоземельные элементы, образует в природе оксиды, силикаты, титанотанталониобаты, фосфаты, карбонаты. Близость ионных радиусов способствует широкому проявлению в эндогенных условиях изоморфизма между торием, редкоземельными элементами, иттрием и ураном. Поэтому все высокотемпературные редкоземельные акцессорные минералы (монацит, ортит, титанотанталониобаты) обогащены торием и ураном

(до 12 – 15% диоксида тория). По мере снижения температуры в постмагматический этап происходит разделение урана и тория с группой редкоземельных элементов. Последние накапливаются в щелочных комплексах пород.

Общий кларк тория $1{,}5 \cdot 10^{-3}$%, а концентрации в различных породах земной коры изменяются в широких пределах, прежде всего в зависимости от их петрохимического состава. В целом четко прослеживается нарастание среднего содержания тория от ультраосновных к кислым породам от $5 \cdot 10^{-7}$ до $1{,}8 \cdot 10^{-3}$%. Особенно заметно содержание тория возрастает в породах щелочного ряда — до $6{,}5 \cdot 10^{-3}$%.

Наиболее благоприятными для накопления тория в группе изверженных интрузивных пород являются карбонатиты, сиениты и другие щелочные породы, щелочные граниты. В отдельных разностях пород этого типа содержание тория возрастает до нескольких процентов (Араша, Посус-ди-Калдас в Бразилии).

В изверженных породах торий концентрируется в виде ториевых или торийсодержащих минералов, последних в природе гораздо больше. Они устойчивы в зоне окисления и в экзогенных условиях накапливаются в россыпях. Главные урановые и урансодержащие минералы: торианит $(Th_5U)O_2$; торит $ThSiO_4$; ферриторит $(Th,U,Fe)SiO_4 \cdot H_2O$; торогуммит $Th(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$; эшинит $(Ce,Th)(Nb, Ti_2)O_6$; приорит $(Y,Th)(Nb,Ti)_2O_6$; монацит $(Ce,Th)(P,Si)O_4$. Наиболее высокие содержания ThO_2 в торианите (от 58 до 93%), в урансодержащих минералах его содержание меняется от первых процентов до 25 (в монаците).

Типы промышленных месторождений

В настоящее время основная добыча тория идет из монацита россыпных месторождений, которые эксплуатируются прежде всего на титан, цирконий, олово, редкоземельные элементы. Монацит отделяется от других тяжелых минералов (ильменита, рутила, граната, циркона, магнетита) в процессе селиктивной флотации.

Наиболее важными поставщиками монацита являются прибрежно-морские пляжевые отложения. Кроме монацита они содержат ильменит, рутил, циркон,

касситерит, хромит и др.; реже встречаются торит, ураноторит и ураноторианит. Монацит имеет удельную массу от 4,8 до 5,5 г/см^3 и содержит тория от 8,8 до 10,5%, редко до 25%. Он принадлежит к легкой фракции тяжелых минералов и ассоциирует с ильменитом, рутилом, цирконом, магнетитом, гранатом и силлиманитом.

Пляжевые россыпи наиболее крупные по размерам. Они прослеживаются на сотни километров в длину при ширине в несколько километров и объединяют около 20% мировых ресурсов тория.

К прибрежно-морским россыпям относятся месторождения Керала в Индии, Северо-восточной Бразилии, Северной и Южной Каролины в США. Самые крупные прибрежно-морские россыпи протягиваются вдоль западного берега Индии в штате Керала. Они были основным поставщиком тория с начала этого столетия. Источником монацита были мигматиты, претерпевшие глубокое латеритное выветривание с последующей природной сортировкой тяжелых минералов в прибрежно-пляжевых песках. Общие ресурсы монацита оцениваются в 4 млн т с содержанием тория 7—9,2%.

Важным промышленным типом месторождений тория могут быть кварцево-галечные древние конгломераты, где торий можно получить как побочный продукт при разработке их на уран и редкие земли. Основные минералы здесь — обломочный монацит, уранинит, ураноторианит, ураноторит, ксенотим, браннерит. Минералы находятся в цементе хорошо сортированных конгломератов в базальных горизонтах эпи- и перикратонных впадин. Конгломераты с урановой и ториевой минерализацией залегают в виде слоев в древних породах архейского возраста. Представителями этого типа месторождений являются Эллиот-Лейк в Канаде, Сьерра-де-Жакобина в Бразилии и др.

В распределении ресурсов тория по типам месторождений ведущее место занимают карбонатиты (40% от общего количества ресурсов), жильные месторождения (31), россыпи (19), щелочные интрузивы (4), кварцево-галечные конгломераты (4), другие (2).

Карбонатиты относят к породам щелочно-ультраосновного ряда. Они отличаются низким содержанием кремния и высоким — карбонатов (50%), содержат минералы редких земель, тантала, ниобия, титана, меди,

циркония, тория. Торий в карбонатитах входит в состав ниобиевых и редкоземельных минералов и может извлекаться как побочный продукт при разработке ниобиевых, редкоземельных и медных руд. Крупными месторождениями этого типа являются Араша в Бразилии, Маунтин-Пасс в Калифорнии, Палабора в ЮАР. Содержания тория в карбонатитах колеблются от 0,00n до 0,0n%.

Пневматолито-гидротермальные и гидротермальные руды жильного типа объединяют большие запасы тория с высоким его содержанием. Рудные тела различаются составом жильного выполнения: кварцево-шелочно-полевошпатовые, кварц-баритовые, барит-флюоритовые, кальцитовые, аппатит-кварцевые. Главные ториевые и торийсодержащие минералы — монацит, торит и ураноторианит. Кроме того, торий накапливается в акцессорных минералах и в связи с оксидами железа.

Характерный представитель гидротермальных жильных месторождений — Лемхи-Пасс в США и др. Содержание диоксида тория меняется от 0,1 до 0,75%.

Щелочные интрузивные комплексы включают типичные сиениты и породы щелочного семейства, обогащенные торием на уровне 0,003—0,01%.

Однако отдельные разности щелочных пород в Бразилии и нефелиновых сиенитов Гренландии содержат высокие концентрации тория (соответственно до 2 и 0,45%).

С альбит-кварц-микроклиновыми метасоматитами в интрузиве субщелочных сиенитов связано крупное редкометальное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия). Основные рудные минералы представлены пирохлором, колумбитом, малоконом, ферриторитом. С ферриторитом связано 70% запасов тория, а среднее содержание тория в породах массива 0,084%.

Более подробное описание комплексных торийсодержащих месторождений приведено в разделе по месторождениям редких и рассеянных элементов.

Металлогения

В пределах древних платформ при тектонической активизации формируются наиболее крупные торийсодержащие месторождения, связанные с карбонатитами и кислыми щелочными породами. В складчатых

областях концентрации тория приурочены к магматическим, высокотемпературным метасоматитам и гидротермальным комплексам, ассоциирующим с щелочной ветвью изверженных пород, завершающих геосинклинальный цикл развития.

В платформенных условиях формируются крупные торийсодержащие россыпи. Наиболее благоприятным источником монацита в таких россыпях являются широко распространенные на древних щитах монацитоносные мигматиты. Они не имеют самостоятельного значения, но важны как обширные области сноса для формирования торийсодержащих россыпей.

Большинство ториеносных формаций щелочных пород и связанных с ними месторождений различных типов приурочены к жестким блокам земной коры, претерпевшим тектоническую или тектоно-магматическую активизацию. Формирование щелочных и ультраосновных щелочных комплексов пород связывают с подкоровыми источниками рудного вещества. Высокотемпературные метасоматические формации, субщелочные граниты и гидротермальные жилы с ториево-редкоземельной минерализацией являются продуктами дифференциации корового вещества.

Список литературы к разделу V. «Радиоактивные металлы»

Бойцов В. Е. Геология месторождений урана. М.: Недра, 1989.

Лаверов Н. П. и др. Сырьевая база урана СССР // Доклад советской делегации на техническом комитете МАГАТЭ, 26 – 29 августа 1991.

Машковцев Г. А., Щеточкин В. И., Кисляков Я. М. Основные типы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений в осадочных породах //Отечественная геология. 1993. № 5.

Наумов С. С., Шумилин И. В. Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология. 1994. № 11 – 12.

Underhill D. H. Production inventories and new in the world uranium market. Production's vital role. IAEA. Vienna. Kiev, may, 1995.

Раздел VI
МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Термин «металлогения» впервые предложил французский исследователь Л. де Лонэ в 1892 г. Новую науку он определил как область знания, исследующую законы «управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры». За прошедшее столетие в развитии металлогении наблюдалось две главные тенденции:

1) Максимальные обобщения распределения аномальных концентраций полезных компонентов в земной коре — поиск общих законов эволюции рудных накоплений. Во Франции эту тенденцию разрабатывали Л. Де Лонэ, П. Рутье, П. Лаффит; в США — Л. Батес, Ю. Джексон, В. Файф; в СССР, а ныне в России — Ю. А. Билибин, Н. М. Страхов, В. И. Смирнов, Л. Н. Овчинников, А. Д. Щеглов, Д. В. Рундквист, Н. П. Лаверов, Н. Л. Добрецов, Ф. А. Летников и др.

2) Разработка методических принципов последовательной детализации территории. Это направление имело своей целью дать оценку потенциальной рудоносности различных по масштабам участков земной коры (Ю. С. Старицкий, Е. Т. Шаталов, Я. Н. Белевцев, Е. А. Радкевич, С. М. Родионов, Ф. Гайлд (США), И. С. Иовчев (Болгария), В. Сатран (Чехословакия) и др.).

Учение о полезных ископаемых базируется на индуктивном принципе «от частного к общему». Последовательное обобщение материалов в следующей цепи объектов: рудные залежи — месторождения — рудные поля и т. д. В металлогении господствует иной — дедуктивный принцип «от общего к частному», когда исследуются, в том числе и моделируются, общие законы, контролирующие эволюцию и концен-

трацию полезных компонентов в глобальных геологических структурах на различных этапах развития Земли.

Реализация этих принципов осуществляется двумя путями. Один отдает приоритет коровым процессам, а другой мантийным. Наиболее полно первый путь выразил Ю. А. Билибин (1961), который писал: «Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т. е. с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматической деятельностью и метаморфизмом...» Подобных взглядов придерживались В. А. Обручев, В. А. Кузнецов, С. С. Смирнов, В. И. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе и др.

Второй путь связывает появление большинства эндогенных месторождений с подкоровыми источниками, обусловливая их возникновение особенностями мантийных процессов дифференциации магмы. Это мантийные струи, сквозьмагматические флюидные колонны и плюмы действовали в течение длительных глобального масштаба периодов и определили позицию и масштабы рудных поясов и металлогенических провинций.

Этот методологический прием в полной мере воплощен в фундаментальной монографии П. Рутье (1963). В качестве одного из примеров П. Рутье обращает внимание на многочисленные полиметаллические рудные пояса Западной Европы, которые фиксируются во всех геологических формациях от докембрийских вулканогенно-осадочных до каменноугольных и триасовых, представленных карбонатными и терригенными сериями. В пределах поясов месторождения представлены гидротермальными (стратиформными и жильными), скарновыми и вулканогенно-осадочными генетическими типами. Из этого делается вывод, что металлическая специализация металлогенических поясов и провинций обусловлена глубинными мантийными источниками, а коровые процессы только рассеивают минеральное вещество и усложняют формы уже существующих рудных тел.

Близкие взгляды мы находим в трудах А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова (1980, 1985), Н. Л. Добрецова (1996, 2001) и др.

Зародившись синхронно с геохимией на рубеже XIX и XX веков, металлогения обязана своими успехами блестящим исследователям Л. де Лонэ (1892), В. Лингрену (1913, 1928), Эммонсу (1904), В. И. Вернадскому (1911).

Начиная с середины XX века в науке используется термин «минерагения», который охватывает проблемы происхождения и эволюции более широкого круга полезных ископаемых как рудных (металлических), так и нерудных (неметаллических). В настоящее время это фактически синонимы.

В истории развития металлогении можно условно выделить три периода: начальный (1900—1930), региональных исследований (1930—1970), современный (1970—ныне).

Начальный период (1900–1930) характеризовался разработкой общих вопросов новой науки. К ним относится выявление закономерностей поведения рудных элементов в Земле и в земной коре, исследование зональности в распределении полезных компонентов в геологических структурах, изучение эволюционных аспектов металлогении. Впервые в трудах Л. Де Лонэ и Лакруа разработано представление о металлогенических провинциях и эпохах. Острая потребность в минеральном сырье, востребованность промышленностью большого количества новых элементов способствовали бурному развитию во многих странах поисково-разведочных работ. Для этих целей остро стояла проблема разработки основных принципов металлогенического анализа крупных регионов.

В данный период начались региональные металлогенические исследования сначала в США (В. Эммонс, В. Лингрен и др. составили ряд схематических металлогенических карт рудных районов) и к концу периода в СССР (В. А. Обручев дал предварительное описание золоторудных провинций Сибири; А. Е. Ферсман обосновал выделение Монголо-Охотского рудного пояса; С. С. Смирнов разработал представление о специализированных интрузиях и обосновал поясовую зональность оруденения на примере Восточного Забайкалья и Северо-Восточного СССР).

Второй период (1930–1970) отмечен обширными региональными металлогеническими исследованиями. Получили бурное развитие две ветви металлогении — региональная и эволюционная (историческая). В СССР важными были региональные работы И. Г. Магакьяна, Е. А. Радкевича по Приморскому региону, М. И. Ициксона по Дальнему Востоку и Г. А. Твалчрелидзе по Кавказу. В 1945 г. Д. И. Щербаков публикует статью «Принципы и методика составления металлогенической карты».

Особенно впечатляют успехи французских геологов. Ф. С. Тюрнор разработал понятия о металлогенических провинциях и эпохах, П. Лаффит издал серию металлогенических карт Европы масштаба 1:2500000. П. Рутье изложил принципы региональной металлогении, Ж. Пелисонье издал солидный труд по металлогении меди. Болгарские геологи (И. С. Йовчев, Р. Д. Доков, Р. Димитров и др.) опубликовали серию работ по металлогении Болгарии (особенно детально исследовался Родопский массив). В Чехословакии В. Сатран описал металлогению Чешского массива. Американский геолог Ф. Гайлд опубликовал серию работ по металлогении западных штатов США.

В этот период дальнейшее развитие получила эволюционная металлогения. В курсе лекций и серии статей и брошюр Ю. А. Билибин детально описал многостадийное развитие металлогении геосинклиналей, выделил их типы и особенности внутреннего строения. Это направление в дальнейшем развил В. И. Смирнов. Обширные региональные металлогенические исследования территории СССР проводились в значительном масштабе геологами ВСЕГЕИ (Ю. А. Билибин, В. С. Домарев, М. И. Ициксон, Е. Д. Карпова, А. И. Семенов, В. И. Серпухов, Ю. С. Старицкий, П. М. Татаринов, Е. Т. Шаталов, А. Д. Щеглов, Л. И. Красный и многие другие). Важно отметить металлогеническое изучение Казахстана (Г. Н. Щерба), Балтийского щита (Т. В. Билибина, Ю. Б. Богданов, К. О. Крац), Украины и Молдавии (Я. Н. Белевцев), Дальнего Востока (Н. А. Шило, Е. А. Радкевич), Кавказа (В. Б. Черницин).

Современный период начался примерно с 70 годов XX столетия. В науках о Земле именно в эти годы все большую роль стала приобретать мобилистская геотек-

тоническая концепция. Постепенно подавляющее число исследователей с различными оговорками стали принимать новую для многих геологических дисциплин геотектоническую парадигму. С металлогенической точки зрения наиболее фундаментальные исследования с позиции тектоники плит провели А. Митчелл, М. Гарсон (1981), Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев (1976), А. А. Ковалев (1985), Д. В. Рундквист, Н. В. Межеловский, М. В. Минц, Н. М. Чернышов, В. В. Зайков, А. Ф. Морозов, Г. С. Гусев, Э. И. Кутырев, Л. М. Парфенов, Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, В. С. Попов и др. (1995, 1998, 1999, 2000).

В многочисленных статьях и монографиях, вышедших из печати в последней четверти XX века, детально описана металлогения типичных наиболее распространенных геодинамических обстановок; охарактеризована цикличность их проявления в истории развития глобальных тектонических структур Земли и предпринята попытка наметить эволюцию взаимоотношений геодинамики и металлогении в течение всей геологической истории нашей планеты.

По мере развития металлогении содержание этой науки со временем менялось; в ней появлялись новые разделы; углублялись и совершенствовались ранее высказанные представления. На пороге XXI века это общепризнанная фундаментальная наука о Земле. В СССР, а ныне в России уже проведено 14 Всесоюзных, в том числе Всероссийских, металлогенических совещаний. На всех Международных конгрессах, начиная с 20 сессии (ныне 32) непременно имелись секции, где обсуждались металлогенические проблемы.

В настоящее время в структуре металлогении выделяют следующие крупные разделы: общая, эволюционная (историческая), региональная, специальная и прикладная.

Общая металлогения позволяет выявить природу рудообразующих процессов, их связи и соотношения с другими геологическими явлениями. Формирование этой ветви металлогении связано с именами В. И. Смирнова, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова, В. Н. Козеренко, Н. Л. Добрецова, А. А. Маракушева, А. И. Кривцова, Ф. А. Летникова, А. Митчелла, М. Гарсона, Л. Н. Овчинникова и др.

Д. В. Рундквист ввел новое понятие *«глобальная металлогения»*, которое он определил следующим образом: «Глобальная металлогения изучает процессы, происходящие в пределах всей рудосферы Земли — континентов и океанов, во взаимосвязи с общими тектоническими процессами планеты, глобальной пульсационной дифференциацией вещества и с мантийной конвекцией, эпохами изменения климата и развития биоса».

Эволюционная (историческая) металлогения анализирует эволюцию металлогенических процессов во времени, позволяя выделять периоды, этапы и стадии. Это стержневая линия новой науки развивается с начала ее зарождения до наших дней.

Региональная металлогения исследует закономерности пространственного размещения рудоносных площадей разного ранга, в том числе и рудных районов. В СССР, а сейчас в России работы в данном направлении более полувека интенсивно проводят ВСЕГЕИ, а в других странах мира — геологические службы.

Специальная металлогения подробно анализирует закономерности возникновения и размещение в пространстве и времени отдельных видов минерального сырья, важных в промышленном отношении генетических типов месторождений отдельных металлов или их групп.

Прикладная металлогения на основе выявленных закономерностей с помощью приемов и методов, изложенных в предыдущих разделах металлогении, обеспечивает прогнозно-металлогеническую оценку территорий и определяет выбор наиболее эффективных направлений поисково-разведочных работ.

Происхождение и развитие Земли

Существует множество гипотез о происхождении Земли, но современный уровень наших знаний о строении и составе Вселенной, истории возникновения и эволюции планет не позволяет уверенно принять какую-либо одну концепцию. В настоящее время исследователи ранней истории Земли высказывают несколько существенно различающихся концепций. Широко распространены представления о гомогенной

аккреции, согласно которой изначально Земля формировалась из планетезималий — частиц планетного вещества различного размера (см, десятки и сотни см). Затем в процессе эволюции происходил разогрев Земной массы и дифференциация ее на наблюдаемые в настоящее время оболочки. Однако, в рамках этой концепции выделяются два возможных варианта: расплавленное состояние вещества еще на протопланетной стадии (Маракушев, 1999) и холодное тектонически пассивное развитие Земли в начальной стадии с последующим разогревом и дифференциацией вещества на геосферы (Сорохтин, Ушаков, 2002).

Также достаточно широко распространена другая группа гипотез, обосновывающих гетерогенную акрецию Земли. В их основе лежит представление о том, что первоначально слипались тугоплавкие железо-никелевые частички, которые и образовали ядро. Затем оно стало обрастать более легкоплавкими планетезималями. Таким образом, Земля образовалась уже расслоенным дифференцированным телом.

Все отмеченные выше гипотезы базировались, главным образом, на геохимических, петрологических, геофизических и астрономических данных, достижениях теоретической планетологии и отражали уровень развития фундаментальных естественных наук. Однако ни одна из них не учитывала данные эволюционной металлогении. К наиболее разработанным и широко обсуждаемым концепциям следует отнести представления А. А. Маракушева.

В их основе лежит кометная гипотеза происхождения планет и хондритовая модель образования Земли, согласно которой первичное расслоение нашей планеты произошло еще на протопланетной стадии ее развития. Этому процессу способствовало высокое флюидное давление, обеспечившее концентрацию в жидком земном ядре водорода и других флюидных компонентов (углеродных, сероводородных, хлоридных, фторидных, азотных). Эта модель была в общих чертах экспериментально воспроизведена. В результате расплавления однородного вещества обыкновенного хондрита в ампулах под водноводородным давлением произошло расслоение на водородную (Fe, Ni, H_2), железоультраосновную (Mg, Fe, Si), ультраосновную

(Mg, Si), переходную (Mg, Si, Al) и основную (Na, K, Si, Al) зоны, вполне сопоставимые с геосферами упрощенного разреза Земли.

Согласно представлениям А. А. Маракушева, Земля, имеющая расплавленное ядро, отличается от планет ее группы (Меркурия, Венеры и Марса), которые консолидировались полностью и утратили эндогенную активность, превратившись в «мертвые» планеты. Признаком полной консолидации планет и спутников служит потеря ими собственных дипольных магнитных полей, генерируемых расплавными металлическими ядрами.

Из аналогии с Юпитером следует вывод о раннем первичном силикатно-металлическом расслаивании Земли еще на протопланетной стадии развития под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли. Это и определило высокую концентрацию водорода и других флюидных компонентов в земном ядре. На протяжении уже более 4,6 млрд лет из него импульсивно исходят флюидные потоки, с которыми связывается обновление силикатных оболочек Земли. В это обновление закономерно вплетаются магматизм и металлогения. К их рассмотрению подойдем, исходя из хондритовой модели происхождения Земли, согласно которой валовый состав Земли отвечает богатым железом обыкновенным хондритам (НН). Их разделение на силикатные хондры и никель-железную матрицу коррелируется с расслоением Земли на спокойную оболочку и земное ядро. Силикатные хондры в хондритах предельно бедны рудными металлами, которые концентрируются в хондритах в сульфидно-металлической матрице. Из данных по хондритам следует вывод о крайней обедненности мантии Земли рудными металлами.

Таким образом, первичное расслоение Земли сопровождалось обеднением ее силикатных оболочек рудными металлами в результате их экстракции в металлическое ядро. Отделение ядра служило с этой точки зрения фактором, подавляющим возможности рудной концентрации в силикатных оболочках. И в то же время именно связью с земным ядром обусловлен металлогенический аспект магматизма, порождаемого восходящими потоками флюидов, выносящих из ядра рудные металлы.

Об этом свидетельствуют свойственные интрузивам повышенный фон и геохимические ореолы рудных металлов. Однако, их металлогеническая специализация возникает избирательно и только в специфических условиях магматической дифференциации, создающей механизмы рудной концентрации при участии глубинных флюидов, получивших название трансмагматических.

В последние годы все большую популярность начинает приобретать концепция образования Земли благодаря аккреции холодного протопланетного газопылевого облака. Она в большей степени согласуется с металлогеническими и рудногеологическими данными. Впервые подобную идею высказал еще в начале 40-х годов XX века О. Ю. Шмидт. Позже (1969 г.) В. С. Сафронов на ее основе разработал концепцию планетообразования, согласно которой первичная Земля была относительно холодной планетой. При этом в составе первичного земного вещества содержалось около 13% свободного (металлического) железа и около 23% двухвалентного (силикатного) железа. На раннепланетарном этапе развития молодая Земля только разогревалась благодаря распаду радиоактивных элементов и приливным взаимодействиям с Луной, которая тогда находилась на очень близком расстоянии от Земли, обращалась вокруг нее в экваториальной плоскости и, следовательно, существенно деформировала ее экваториальные области. Тектономагматическая активность Земли впервые проявилась только через 600 млн лет после ее образования, т. е. в самом начале архея, приблизительно 4,0 млрд лет назад после того, как температура земных недр на глубинах 200 – 400 км впервые поднялась до уровня плавления силикатов и металлического железа.

Сразу же после этого момента начал действовать наиболее мощный пресс выделения эндогенной энергии в Земле — гравитационная дифференциация земного вещества, приводившая к выплавлению и опусканию вниз тяжелых расплавов железа и всплыванию вверх легкого силикатного вещества. Именно этот процесс в основном стимулировал, а в дальнейшем и питал энергией тектономагматическую активность Земли. Вначале процесс дифференциации развивался только под наиболее прогретым приливными деформациями низкоширотным кольцевым поясом Земли, но в дальнейшем

он расширился и концу архея охватил собою уже всю Землю, что привело около 2,7 — 2,6 млрд лет назад к выделению земного ядра. В соответствии с этим тектономагматическая активность Земли в архее первоначально также развивалась только в сравнительно узком экваториальном поясе Земли, т. е. там, где в катархее происходили наиболее интенсивные приливные деформации, в наибольшей мере разогревшие земные недра. После выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя интенсивность тектонической и магматической активности нашей планеты резко снизилась.

После образования у Земли плотного ядра около 2,6 млрд лет назад, его дальнейший рост происходил уже по более спокойному бародиффузному механизму. В основе этого механизма лежит развивающийся в нижней мантии под влиянием высоких давлений процесс распада кристаллических веществ на твердые растворы окислов и бародиффузии из этих растворов в межгранулярные пространства эвтектического расплава Fe-FeO (вещества земного ядра, т. е. «ядерного» вещества).

Основные закономерности распределения полезных ископаемых во времени

Прежде всего, появился вопрос, как оценивать продуктивность отдельных эпох по полезным ископаемым? Как, например, сравнивать между собой продуктивность золотоносных и железорудных месторождений? Или, скажем, запасы меди и тантал-ниобиевых руд? В тоннах ли? Но запасы этих полезных ископаемых несоизмеримы. Учитывая это, мы приняли стоимостное выражение разведанных запасов для оценки минерального потенциала различных геологических эпох. Очевидно, что в таком виде распределение запасов каждого из видов полезных ископаемых в Земле, например золота должно быть полностью подобным его количественному распределению в тоннах. То же относится и к другим видам полезных ископаемых данного типа, а также и к их сумме (во всяком случае, на качественном уровне). Поэтому и принятая нами стоимостная оценка распределений полезных ископаемых в общих чертах и качественно, по-видимому, все-таки должна правильно отражать действительную картину.

Мы понимаем всю приближенность и условность наших расчетов, но все-таки, они, по нашему мнению, косвенно верно отражают общую тенденцию эволюции накопления полезных ископаемых. Отдельно и для контроля мы рассчитали запасы и добычу золота в тоннах, поскольку оно одновременно относится и к сидерофильным и к халькофильным элементам. Все конкретные данные по запасам и стоимости полезных ископаемых черпались из справочников. В результате удалось хоть и косвенно, но с единых позиций выявить общие черты в распределении однотипных месторождений и принципиальные различия в распределениях сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых.

Так, оказалось, что в архее металлогенический потенциал группы сидерофильных полезных ископаемых не был высоким и стал возрастать лишь в самом конце архея в связи с началом процесса формирования земного ядра. Зато в раннем протерозое эта группа металлов уже формирует значительный максимум в интервале возрастов 2,8 — 2,0 млрд лет с пиком около 2,45 млрд лет, приходящимся на начало раскола Моногеи и близким по времени к моментам внедрения уникальных раннепротерозойских мантийных расслоенных интрузий (Бушвельдского массива, Великой Дайки и других аналогичных им интрузий). В это же время формируются основные мировые ресурсы железных руд, титана, хрома, ванадия и золота, возникших после образования суперконтинента Моногея (2,6 — 2,1 млрд лет назад). Второй пик рудообразования металлов этой группы, правда, существенно меньшей амплитуды, возник после образования второго суперконтинента — Мегагеи Штилле (около 1,8 — 1,5 млрд лет назад). Затем происходит спад металлогенического потенциала и новый его небольшой всплеск около 0,8 млрд лет назад (в основном за счет отложения железорудных формаций). Следующий подъем процессов рудообразования черных металлов наблюдался уже в фанерозое, но на этот раз, он в основном, ассоциировался с коровыми породами, за исключением хромитов, которые и в это время были связаны исключительно с альпинотипными офиолитовыми комплексами — т. е. с типично мантийными породами (см. рис. 133, 134).

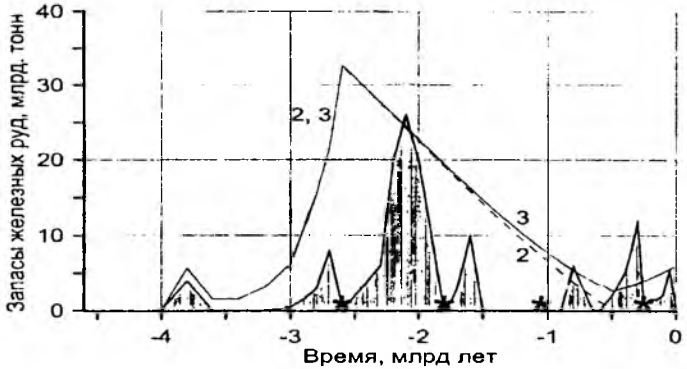


Рис. 133. Распределение запасов железных руд (1) разного возраста в земной коре; 2 — относительная концентрация металлического железа в мантии; 3 — теоретическая кривая, определяющая скорость формирования месторождений и учитывающая рециклинг коровых пород; звездочками отмечены моменты формирования суперконтинентов: Моногеи, Мегагеи Штилле, Мезогеи (Родинии) и Пангеи Вегенера

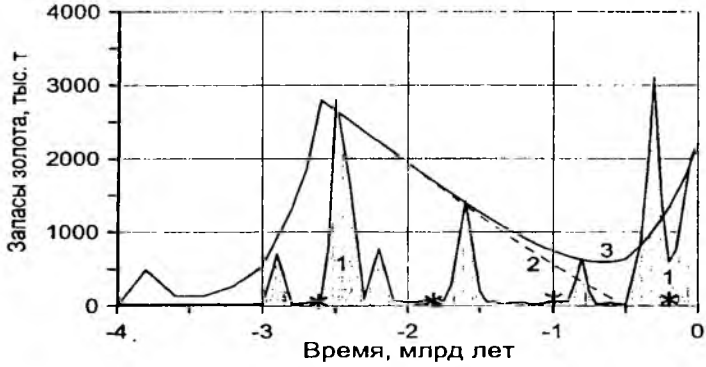


Рис. 134. Распределение запасов золота в геологической истории Земли (обозначения на рис. 133)

Металлогенический потенциал халькофильных элементов в архее был исключительно низким, и лишь в самом конце архея — начале раннего протерозоя во время формирования первого суперконтинента Моногеи он поднялся до 20 % в стоимостном измерении. Следующий всплеск халькофильной металлогении

приходится на момент образования Мегагеи, а третий — на время формирования Лавразии и Гондваны (после распада Мезогеи). Наконец главный и очень значительный максимум формирования халькофильных месторождений приходится на фанерозой. При этом подавляющее большинство халькофильных месторождений, как и в случае сидерофильных руд, в эту эпоху было связано с коровыми образованиями.

Очень показательны в этом отношении молибден и олово. Месторождения молибдена формировались главным образом в фанерозое, при этом масштабы его рудопроявления возрастают вплоть до настоящего времени, причем пик концентрации молибдена в его месторождениях еще не достигнут до сих пор. Так, из всех месторождений фанерозоя в палеозое сконцентрировано 9,3 %, в мезозое — 26,3 %, а в кайнозое — 64,3 % молибдена. В эндогенные месторождения молибден поступал в результате переработки и ассимиляции расплавами или растворами осадочных толщ, накопившихся на морских окраинах континентов или в эпиконтинентальных морях. Обычно такая переработка происходит многоступенчато и с различной интенсивностью. Максимальные концентрации молибдена обычно приходятся на гидротермальные месторождения медно-молибденовых формаций в вулканоплутонических комплексах островных дуг и активных окраин континентов молодых складчатых поясов.

Наибольшие скопления олова, как и молибдена, формировались в фанерозойских месторождениях. Так, его суммарное содержание в мезозойских месторождениях более, чем на два порядка превышает содержания олова в архейских рудопроявлениях. Основная масса оловорудных месторождений фанерозоя залегает в ассоциациях лейкократовых гранитоидов и в россыпях, возникших при разрушении этих же гранитоидов.

На процессы формирования месторождений полезных ископаемых, безусловно, должен был влиять металлогенический потенциал мантии. Вместе с тем, на процессы накопления в земной коре тех или иных элементов и соединений большую, а иногда и определяющую, роль играют процессы рециклинга коры, связанные с выветриванием более древних магматических и метаморфических пород, осадконакоплением

продуктов их разрушения и последующей (повторной) магматической переработкой образовавшихся осадков в зонах субдукции. Одним из первых подробно рассмотрел проблему регенерации древних рудных скоплений в более молодых месторождениях Г. Шнейдерхен. Он выделил вторично-гидротермальные, метаморфно-мобилизованные и регенерированные месторождения. Речь идет практически о всех видах полезных ископаемых, которые под влиянием экзогенных, деформационных и поздних эндогенных процессов растворялись, переносились и переотлагались в более отдаленные области, принадлежащие к более высоким структурным и стратиграфическим горизонтам.

Подробно проблему источников рудного вещества рассмотрел А. И. Кривцов, который считает, что регенерационное рудообразование, поглощение и усвоение продуктов предшествующих металлогенических эпох процессами последующих реально существует и заслуживает более углубленного изучения. Процессы рециклинга могут приводить к весьма существенным локальным обогащениям земной коры отдельными элементами и соединениями, и чем больше таких циклов произойдет, тем большим может оказаться такое обогащение. При этом следует учитывать, что сам процесс рециклинга не увеличивает общей массы полезных ископаемых в земной коре, а только перераспределяет их запасы от более древних образований к более молодым. По этой причине более поздние рудные месторождения такого типа одновременно могут оказаться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов.

Из проведенного анализа видно, что сидерофильные полезные ископаемые в максимальных объемах формировались только в раннем протерозое, после выделения земного ядра и первое время после этого момента. В дальнейшем металлогенический потенциал сидерофильных полезных ископаемых резко снизился и вновь несколько повысился только в фанерозое за счет рециклинга земной коры и активизации рудного вещества более древних месторождений. Близким распределением характеризуются и запасы золота, за исключением лишь того, что металлогенические импуль-

сы золота более узкие и резко выраженные. Поведение халькофильных элементов оказалось совершенно иным: их проявления в докембрии носили более умеренный характер, зато в фанерозое возникает резкий максимум суммарной массы месторождений халькофильных полезных ископаемых, также связанный с рециклингом, но проявленный значительно сильнее, чем у сидерофильных элементов. Последнее, вероятно, связано с тем, что сульфиды являются более подвижными соединениями, чем окислы черных металлов.

Во всех вариантах плавные теоретические кривые как бы огибают «всплески» металлогении на эмпирических кривых. Связано это с тем, что теоретические зависимости не учитывают цикличности развития нашей планеты, влияния океанов и климатов Земли на формирование месторождений полезных ископаемых. Тем не менее, цикличность развития Земли, проявленная в периодичности формирования суперконтинентов, неплохо соответствует и периодичности в распределении полезных ископаемых, как это видно на рис. 133 — 137, на которых моменты формирования суперконтинен-

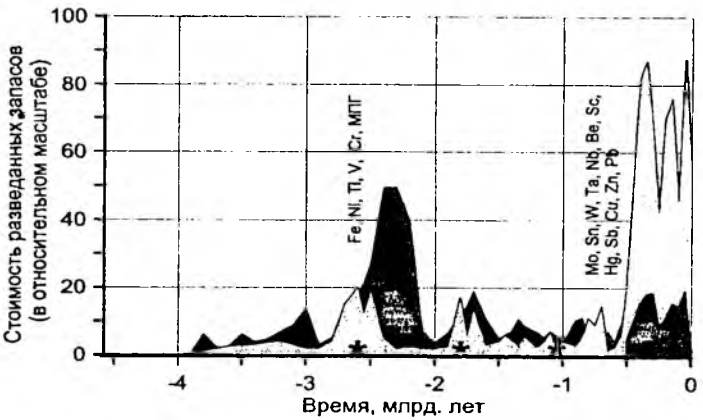


Рис. 135. Распределение стоимостных характеристик полезных ископаемых в истории Земли по типам месторождений: полезные ископаемые сидерофильных элементов представлены кривой с темной заливкой; распределение месторождений халькофильных элементов характеризуется кривой со светлой заливкой; звездочками отмечены моменты формирования суперконтинентов: Моногеи, Мегагеи, Мезогеи и Пангеи.

тов отмечены звездочками. Так, всплески сидерофильной и золотоносной металлогении явно следуют за моментами формирования суперконтинентов и, по-видимому, соответствуют наиболее ранним импульсам их раскола (время существования суперконтинентов обычно не превышает 100—150 млн лет). Максимумы халькофильных элементов в основном приходятся на моменты образования самих суперконтинентов, правда, третий импульс халькофильной металлогении при-

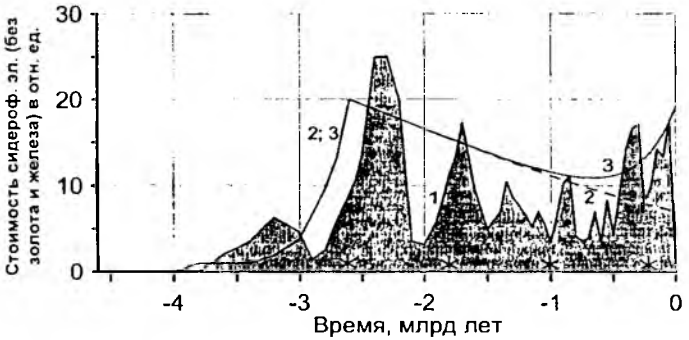


Рис. 136. Распределение стоимостных оценок сидерофильных месторождений (без золота и железа) в геологической истории Земли (1); 2 — относительная концентрация сидерофильных и халькофильных элементов в мантии; 3 — теоретическая кривая, учитывающая рециклинг коровых пород

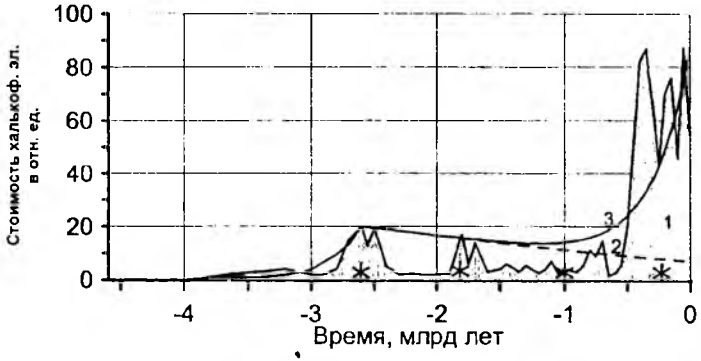


Рис. 137. Распределение стоимостных оценок месторождений халькофильных элементов (1) (обозначения на рис. 136)

шелся не на момент образования Мезогеи, а на время обособления Лавразии и Гондваны. Такие особенности процессов рудонакопления, по-видимому, объясняются общей цикличностью развития земной коры, связанной с нестационарностью химико-плотностной конвекции в мантии. Судя по периодичности формирования суперконтинентов, основной период мантийных конвективных мегациклов близок к 800 млн лет. Но именно такая же цикличность проявилась и в процессах накопления сидерофильных, золотоносных и халькофильных руд, характеризующихся первично мантийным происхождением. Отсюда видно, что помимо химического состава мантии, на формирование сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых существенное влияние оказывала также цикличность развития конвективных процессов в этой же геосфере.

Общая металлогения

Общая металлогения позволяет выявит природу рудообразующих процессов и установить их связи и соотношения с другими геологическими явлениями. К наиболее важным относятся взаимоотношение металлогении с геохимией, магматизмом, осадконакоплением и тектоникой.

Геохимические и петрологические основы металлогении

Современное представление о петрологических и геохимических основах металлогении связаны с трудами В. И. Вернадского, В. Гольдшмидта, А. А. Маракушева, Д. В. Рундквиста, А. И. Тугаринова, И. Костова и др.

Идею Д. Меррэя (1910) о концентрически-зональном строении земной коры, в пределах которой выделяются различные геосферы, развивал В. И. Вернадский (1934). Он выделял как геосферы, так и более сложные концентрические слои — земные оболочки, включающие по несколько геосфер. Особую роль В. И. Вернадский отводил земной коре, которая «...обладает в известной мере автаркией, представляет замкнутую, самодовлеющую систему».

В это же время (первая четверть двадцатого века) В. Гольдшмидт распространил представление о кон-

центрическом строении земной коры на всю Землю. Им описаны внешняя оболочка, промежуточные сферы и ядро. Все металлы были также разделены на группы — литофильные, халькофильные, сидерофильные, атмофильные и биофильные (табл. 3).

Литофильные элементы включают щелочные и щелочно-земельные металлы: кремний, алюминий, бор. Они обладают высоким химическим сродством к кислороду и относительно низкой плотностью; входят в состав силикатов. Областью их распространения является верхняя оболочка Земли.

Халькофильные элементы — железо, медь, цинк, свинец, кадмий, мышьяк, сурьма, висмут и др. более плотные, чем литофильные элементы, обладают повышенным химическим сродством к сере; широко разви-

Таблица 3

Геохимическая классификация элементов (По В. М. Гольдшмидту)

сидерофильные	халькофильные		литофильные	атмофильные	биофильные
	в метеоритах	в земной коре			
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, (Cu), Au, Re, (Mo), (W), N, P, (As), C, Ge, Sn, (Ga), (Hg)	Fe, S, Se, Te, (P), As, Sb, Bi, Zn, Cd, Cu, Ag, (Mn), (Cr), (V), (Ti), (Ca), (Mg), (Na), (K)	Fe, S, Se, Te, As, Sb, Bi, (Ge), (Sn), Pb, Ga, In, Tl, Zn, Cd. Hg, Cu, Ag, (Mn), Mo	Fe, O, (P), (C), (H), F, Cl, Br, J, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, At, Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, U, Si, Ti, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Cr, W, Mn, (Ga), (Sn)	H, C, H, O, Cl, Br, J, He, Ne, Ar, Kr, Xe	C, H, O, N, P, S, Cl, Br, J, B, Na, K, Mg, Ca, V, Mn, F, Co, Cu, Zn, Mo MAP.

Примечание. В скобках указаны элементы с промежуточными свойствами, для которых проявление сидерофильных, халькофильных или литофильных свойств является второстепенной, но геохимически важной чертой поведения

ты в сульфидной минеральной форме; распространены в промежуточных геосферах.

Сидерофильные металлы — железо, никель, кобальт, молибден, платиноиды и др. развиты в глубинных геосферах и ядре. Это наиболее плотные элементы, часто находящиеся в самородном состоянии. Сидерофильные элементы также отмечаются во внешних и промежуточных геосферах, но в рассеянном состоянии.

Из представлений В. Гольдшмидта следует, что одной из геосфер может быть рудосфера — слой, в пределах которого наиболее активно протекают процессы концентрирования полезных компонентов.

В 70-е годы XX столетия Д. В. Рундквист обосновал выделение глобальной рудосферы Земли, которая представлена «верхней частью земной коры, в пределах которой может происходить рудообразование». Мощность рудосферы в геологической истории колебалась в пределах 3—30 км в зависимости от теплового режима и контролировалась изотермой 600—700°С.

Согласно наиболее распространенным представлениям, с момента начала гетерогенной аккреции протопланетного вещества (4,8—4,6 млрд лет) происходит выравнивание геохимической неоднородности Земли, расслоенной на оболочки различных порядков. В результате происходит постоянная (пульсационная), геохимическая дифференциация (в радиальном направлении): 1. Первичная недеплетированная мантия, образуются протобазальты. Из мантии выносятся Mg, Ca, Fe, Na и привносится натрий, формируются вулканогенно-осадочные комплексы; 2. Продолжается вынос — Mg, Ca, Fe и привнос Na, K, Si, Al, что приводит к образованию метадиоритовой формации серых гнейсов. Образуются ранние архейские железные руды; 3. Дальнейшая ступень этого же процесса завершается появлением гранито-гнейсового слоя, расширением масштабов железонакопления и возникновением осадочного чехла. Основной процесс — сиалитизация и демафитизация протокоры. В позднем протерозое и фанерозое завершается становление вулканогенно-осадочного чехла нашей планеты.

Особую концепцию предложил И. Костов, согласно которой океаническая и континентальная протокора, представляющие собой результат фракционирования

мантийного вещества и продолжительной ступенчатой переработки, охватившей более 60% времени существования Земли, отвечает этапу максимальной дифференциации химических элементов, первоначально находившихся в мантии. Исходное вещество Земли — протоматерия состоит из элементов, слагающих перидотиты и эклогиты (основные минералы — оливин, пироксен и гранат). При кристаллизации этих минералов в их структурную решетку входят совместимые элементы с близкими ионными радиусами и электроотрицательностью (Mg, Fe, Al и др.).

Все остальные элементы относятся к категории несовместимых. Они либо фиксируются в породах в виде акцессориев, либо транспортируются в более высокие горизонты земной коры совместно с летучими компонентами. Элементы с преобладанием малого или большого ионного радиуса, а также обладающие кристаллохимическими аномалиями выносятся из мантийных очагов и накапливаются в протокоре. Общая тенденция сводится к вытеснению несовместимых элементов из протоматерии и накоплению их в протокоре. Итак, протоматерия состоит из оливина, пироксена и граната. Кристаллизационная дифференциация породообразующих элементов наиболее четко описана классической схемой Боуэна: оливин — пироксен — амфибол — биотит.

В этом ряду происходит последовательное увеличение ионного радиуса элементов и возрастает количество H_2O. Синхронно возрастает степень вхождения несовместимых элементов в структуру минералов. В итоге наиболее обогащены ими амфибол и биотит.

По связи с различными магмами намечено три группы рудных элементов:

1) Основные и ультраосновные магмы: а) Cr, Ni, Pt (Os, Ir) → в гипербазитах; б) Fe, Ti, V → в габброидах; в) Cu, Ni, Pt, Pd → в базит-гипербазитовых комплексах; г) Fe, Cu, Au, Hg, Zn → в субмаринных базальтоидных формациях.

2) Кислые магмы: а) Cu, Zn, Pb, Ag характерны для колчеданно-полиметаллических серий; б) Sn, Pd, Cu, Zn, As, B — типичны для сульфидно-оловянных рудных формаций; в) Sn, W, Mo, Bi, Be, B, Ta, Nb присущи кварц-касситеритовым парагенезисам плутоногенных

гидротермальных месторождений; г) Zr, Hf, Th и циркон ассоциируют с пегматитами.

3) Щелочные магмы: а) Cl, Th — встречаются в монацитовых пегматитах; б) Nb, Ta, Ti, Cl, Sn, Be — в пирохлоровых пегматитах; в) Ti, Fe, Zr, Nb, Ta — в карбонатитах и г) P, Fe, Ti, TR тяготеют к апатитам.

Многие геологи большое значение придают *латераль-секреционным геохимическим системам*, сущность которых заключается в том, что сначала происходит первичное накопление рудного вещества в различных осадочных толщах. Затем в результате процессов метаморфизма, внедрения интрузивных тел и действия связанных с ними флюидов, рудные компоненты переотлагались и концентрировались. Предполагается, что этот механизм начал действовать только с позднего архея. В древнейшие блоки (3,6 млрд лет) внедрялись интрузии плагиогранитов, тоналитов, анортозитов. Температурный градиент этого времени был в 5 раз выше по сравнению с современным.

В нижнем протерозое в больших масштабах формируются типично осадочные образования. Возникают уникальные месторождения U и с ними Au с Pt, Fe. Образуются огромные карбонатные серии, обогащенные Pb и Zn. Особо следует отметить мощные толщи железистых кварцитов. Появился свободный кислород, произошел перевод двухвалентного Fe^{2+} в трехвалентное Fe^{3+} и вместо растворимых бикарбонатов возникли гидроокислы. Появление на рубеже 2,3 млрд лет карбонатных толщ с обилием органики стимулировало накопление сингенетичных Pb и Zn.

Для Sn и W предполагается в данной концепции более сложный путь. Сначала накопление их в продуктивных горизонтах терригенно-осадочным способом, а затем внедрение гранитоидов, ремобилизовавших древнюю минерализацию. Предполагается, что рудная зональность геосинклиналей отражает береговые очертания первоначального бассейна, а не формирует ореолы вокруг интрузий.

Уровни питания рудоносных систем. В настоящее время установлены следующие типы источников рудного вещества (в порядке из значимости): мантийные, коровые, коромантийные, внутрикоровые, космогенные и смешанные. При формировании рудных регио-

нов и провинций действуют рудоносные системы. Уровни их питания могут быть либо мантийными, либо внутрикоровыми, чаще всего смешанными.

Мантийный. Уровень определен в результате изучения мантийных пород, в том числе и ксенолитов, вынесенных кимберлитовой и базальтовой магмой. По данным А. Д. Щеглова, Н. Л. Добрецова, Ф. А. Летникова и др. сделан вывод о том, что огромная масса рудного вещества поступала с глубин 50 – 600 км.

А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров (1985) наметили следующую вертикальную зональность рудоносных систем (сверху вниз) :1) гипербазиты, пироксениты — Ti, Nb, F, Sn, S, Se, Te, Ag; 2) лерцолиты, пироксениты, эклогиты — Au, Ag, S, Sn, Ni, Cu, Pt, Pd, Ir, Os; 3) гарцбургиты, дуниты, перидотиты, верлиты → Cr;4) Mg-Fe эклогиты, пироксениты → P, F, Au, Ag, Zn, S, Te, Cu, Mn, Sb, As, U, Ni, Cr, Co, Pt, Pd, Be, B; 5) гроспидиты, коэситовые и магнезиальные эклогиты, пироксениты (> 470 км) — W, Mo, Re, Ta, Nb, Th, Ti, Os, Ir, Ru.

Мантийные месторождения чаще всего образовывались в древние эпохи и в ранние стадии поздних циклов мобильных поясов в зонах глубинных разломов. К типично мантийным многие относят: а) базальтоидные субмаринные колчеданные месторождения; б) оруденение архейских зеленокаменных поясов — Fe, Cr, Ni , Co, Cu, Pb , Zn, Au; в) кимберлитовые месторождения алмазов и ряд других.

Внутрикоровый уровень. Здесь выделяются четыре этажа (снизу вверх).

Нижний — прото- и метабазальтовый. Здесь развиты габбро-плагиогранитовые, диоритовые и андезитовые формации с Fe, Ti, Mn, Cr, V, Cu, Ni, P, Co, Pb, Au и др. элементами.

Средний — метадиоритовый — Cu, Pb, Zn, Mo, Sn, V, Au, As, Bi, Ag. Для него характерны гранитоидные магмы, ассоциирующие с вулкано-плутоническими поясами континентов, и первыми терригенными сериями.

Цокольный — метагранитный. Генерируются гранитоидные кислые и ультракислые формации с Mo, Sn, W, Be, Ta, Nb, Li, U, TR и др.

Верхний — вулканогенно-осадочный вмещает первичные и вторичные геологические формации. В его пределах развиты руды мантийного и корового

уровней. Господствуют экзогеннные источники оруденения.

В глобальном плане происходит нарастание рудной концентрации от второго этажа к четвертому за счет последовательной регенерации более древней минерализации.

Рудные формации

Учение о формациях — область геологических знаний, используемая при тектоно-металлогеническом анализе крупных территорий, прежде всего для выявления и оценки месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с осадочными, магматическими и метаморфическими породами.

Геологические формации — это естественные комплексы парагенетически связанных во времени и пространстве горных пород и минеральных месторождений, исследуемых литологией, петрологией и тектоникой.

Формации выделяются эмпирически, т. е. на основании многократной, статистически установленной повторяемости определенных парагенезисов пород в аналогичных структурах.

Выделяются следующие *группы геологических формаций* по отношению к процессам оруденения: 1) Рудогенерирующие геологические формации, промышленные скопления минерального вещества в них являются естественной частью формации; 2) Рудоносные. В составе формаций могут быть промышленные скопления минерального вещества, но генетическая природа их не ясна; 3) Рудообразующие. Представляют собой источник энергии и вещества при рудообразовании; 4) Рудовмещающие. Содержат продукты рудогенеза иных эпох.

В начале 70-х годов возникло учение о рудных формациях в качестве самостоятельного научного направления, подобного учению и геологических, и прежде всего, магматических формациях. Его создателем был Валерий Алексеевич Кузнецов. Значительный вклад в учение внесли В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевский, Р. М. Константинов, Ю. А. Билибин, А. Д. Щеглов и др.

Под рудной формацией следует понимать естественное сообщество рудных образований, объединяе-

мых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главнейших рудных минералов и тектономагматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса.

Рудные месторождения должны объединяться в рудные формации по ряду признаков, важнейшими из которых являются формирование близких по минеральному составу месторождений в сходных тектономагматических условиях, определяемых единством тектонического режима, существовавшего в конкретном регионе при образовании месторождений. Рудные формации не могут быть *конвергентными.* Они определяются главнейшими минеральными парагенезисами и геологической обстановкой, влияющей на текстурно-структурные и другие особенности руд.

Название формаций следует из состава ведущих минералов, рудных элементов и генезиса руд, как, например, медно-никелевая сульфидная магматическая, магнетитовая скарновая, редкоземельная пегматитовая, вольфрамово-молибденовая грейзеновая, сульфидно-касситеритовая гидротермальная, колчеданно-полиметаллическая, свинцово-цинковая телетермальная и т. д.

Закономерные сонахождения эндогенных рудных формаций выделяют в качестве *рядов формаций. Генетический или парагенетический ряд* эндогенных рудных формаций связан с одной магматической формацией или ее частью (магматическим комплексом). В основу систематики рядов положен тектонический анализ. Необходимо учитывать также данные о различных источниках рудного вещества.

Рудная формация — основная единица генетической классификации рудных месторождений. Категорией более крупного масштаба — парагенезисом родственных рудных формаций — является ряд. Наборы или ряды рудных формаций определяют металлогенический тип рудных районов и провинций.

Генетическая серия включает один или несколько рядов рудных формаций, объединенных по признаку их связи с определенными типами магм и различными источниками рудного вещества.

На материалах месторождений Сибири и Дальнего Востока В. А. Кузнецов предложил одну из первых си-

стематик эндогенных рудных формаций. Им были выделены следующие серии и ряды:

1. Серия формаций, связанных с ультра-основными мантийными магмами. Они представлены двумя рядами. *Первый* связан с альпинотипными гипербазитами и включает хромитовую магматическую; хризотил-асбестовую; тальковую формации. *Второй* ассоциирует с ультраосновными щелочными интрузиями, кимберлитами и лампроитами, которые развиты в зонах активизации древних платформ. Здесь формируются следующие формации: редкоземельная карбонатитовая; апатит-магнетитовая; нефелиновая; алмазная.

2. Серия рудных формаций, связанная с основными базальтоидными магмами и состоящая из четырех рядов. *Первый* вулканогенный и вулканогенно-осадочный ряд, ассоциирующий с базальт-риолитовой вулканогенной формацией. В его составе выделяются такие формации как медно-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, гематитовая, марганцевая, медно-цеолитовая. *Второй* ряд связан с основными базитовыми интрузивными комплексами габбро-плагиогранитной группы. *Третий ряд* связан с трапповыми магматическими комплексами и состоит из формаций: титаномагнетитовой магматической, магнезиально-магнетитовой скарновой, медно-никелевой (с Pt) сульфидной, свинцово-цинковой в карбонатных толщах платформенного чехла и исландского шпата. *Четвертый ряд* приурочен к самостоятельным малым интрузиям базальтоидов в областях тектоно-магматической активизации складчатых систем и древних платформ. Он включает формации: Au-Ag гидротермальную; флюоритовую гидротермальную; сурьмяно-вольфрамовую и ртутную.

3. Серия рудных формаций, связанных с внутрикоровыми гранитоидными, существенно палингенными магмами. Эти магмы привели к образованию двух рядов. *Один* связан с магматической формацией гранитных батолитов и включает формации: редкометальных слюдяных пегматитов; редкометальную скарновую и магнетитовую скарновую; редкометальную альбититовую и грейзеновую. Гидротермальные: кварц-касситеритовую, кварц-вольфрамит-молибденитовую, кварц-золоторудную и др. *Второй* ряд свя-

зан с гранитными батолитами пестрого состава. В нем намечены три скарновые формации: магнетитовая, вольфрамо-молибденовая, золото-сульфидная и кварцево-золоторудная гидротермальная.

4. Серия рудных формаций, связанных с мантийно-коровыми смешанными магмами. Оруденение ассоциирует со сложными по составу *базальт-андезит-липаритовыми* группами вулканических формаций и *габбро-диорит-гранитными* сериями интрузивных формаций. Магмы возникали в базальтовом слое и затем проникали в осадочно-метаморфическую оболочку земной коры. Эта серия состоит из пяти рядов. *Первый* связан с группой вулканических формаций базальт-андезит-липаритового ряда. Рудные формации: свинцово-цинковая, золото-баритовая, золото-висмут-теллуровая, мышьяковая (реальгаровая), ртутная (опалитовая), самородной меди. Для Охотско-Чукотского вулканического пояса состав ряда иной: олово-полиметаллическая, оловянная риолитовая, золото-серебряная, ртутная (опалитовая), медная порфировая, медно-молибденовая. *Второй ряд* ассоциирует с габбро-диорит-гранитной серией интрузий. Он характеризуется формациями: магнетитовой и медной скарновыми, арсенидно-кобальтовой гидротермальной, кварцево-касситеритовой, сульфидно-касситеритовой, магнетит-гематитовой скарновой, арсенидно-медно-кобальтовой и флюорит-барит-сидеритовой. *Третий ряд* приурочен к малым интрузиям, производным основных магм. Для него типичны гидротермальные рудные формации: колчеданно-полиметаллическая, барит-полиметаллическая, золото-сульфидная и кварц-золотая гидротермальные. *Четвертый ряд* связан с магматическими формациями субвулканических гранитов. Он представлен формациями: вольфрамовой грейзеновой, вольфрамовой скарновой, свинцово-цинковой скарновой, бороносной (датолитово-данбуритовой скарновой), медно-молибденовой, редкометальной альбититовой, кварцево-касситеритовой, сульфидно-касситеритовой и др. И последний *пятый ряд* ассоциирует с субщелочными и щелочными магматическими комплексами и включает нефелиновую магматическую; редкоземельную альбититовую и пирохлор-циркониевую гидротермальную формации.

Флюидодинамика месторождений полезных ископаемых

Одной из удивительных особенностей геологической науки является автономное развитие вот уже более 100 лет двух ее, казалось бы, взаимосвязанных ветвей — рудной и нефтегазовой. Оперируя одной и той же или близкой по смыслу специальной терминологией (бассейны, стадии, растворы-флюиды, температуры, давления, pH и Eh среды, законы фильтрации), а также исследуя объекты, расположенные часто в пределах одних и тех же региональных структур, геологи-рудники и геологи-нефтяники тем не менее шли своими обособленными путями.

Нельзя сказать, что вопрос об общности процессов рудо- и нефтеобразования в литературе не затрагивался. Его в 20-е годы XX столетия ставил В. И. Вернадский, позже (1967) этот вопрос рассматривал Г. П. Поспелов, который проследил структурно-морфологические аналогии рудных и нефтегазовых месторождений. Более того, он впервые употребил для рудных флюидов понятие «флюидные динамические системы». О парагенетических связях писал В. Н. Холодов (1986). Обширная сводка по этому вопросу принадлежит Д. И. Горжевскому с соавторами (1990), содержащая достаточно подробную библиографию. К вопросу о родстве углеводородного и рудного образования пришли исследователи газово-жидких включений в минералах различного генезиса.

Из разрозненных сведений, изложенных в трудах А. П. Карпинского, Я. К. Самойлова, В. Ньюхауза (W. H. Newhouse), Г. Сорби (H. G. Sorby) и многих других исследователей Н. П. Ермаков впервые создал единую концепцию «среды минералообразования», под которой вслед за ним мы понимаем: «подвижную материальную субстанцию, содержащую в расплавленном или растворенном виде все те вещества, которые ею переносятся и отлагаются в виде минералов». Он создал инструмент — методику изучения газово-жидких включений в минералах, позволяющую выявлять «палеосреды минералообразования». Открытие Н. П. Ермакова в значительной степени определило успехи геологии в XX веке. Мы вплотную подошли

к рубежу создания единой теории образования месторождений полезных ископаемых.

В настоящее время стало очевидным, что развитие всех геологических процессов на нашей планете определяется процессами эволюции флюидодинамических систем, основы которых определяют два главных состояния вещества — флюидное (газово-жидкое) и твердое. Все процессы накопления аномальных количеств полезных ископаемых (рудных или углеводородных) определяются переводом минерального вещества из твердого состояния во флюидное, дальнейшее перемещение его под влиянием давлений и температур и как финальную фазу формирование месторождений.

В настоящее время ведущие ученые, такие как Н. Л. Добрецов, А. А. Маракушев, В. А. Летников, Л. Н. Когарко, Л. Л. Перчук, И. Д. Рябчиков и многие другие с успехом разрабатывают многие аспекты поведения мантийных флюидных потоков и их роли в образовании крупных скоплений минерального вещества. Совместные исследования геологов-нефтяников, океанологов и химиков позволили установить исключительно большую роль в образовании нефтегазовых месторождений процессов дегазации Земли и абиогенного круговорота углерода на всех этапах развития нашей планеты (Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений, 2002; П. Ф. Иванкин, Н. И. Назаров, 2001; О. Г. Сорохтин, А. Ю. Лейн, И. Е. Баланюк, 2001; и др.).

Нашло теоретическое подтверждение известное ранее эмпирическое правило об оптимальных глубинах рудо- и нефтеобразования и накопления. Описаны и определены параметры рудосферы и нефтегазовой сферы Земли. Постепенно исчезает, казалось бы, непреодолимая стена между рудообразованием и нефтегазообразованием. Становится ясно, что это единый процесс, протекающий в различных типах флюидо-динамических систем. Вариации граней этого процесса определяют тип, масштабы и время аномального накопления минеральных веществ. Сфера образования месторождений не превышает 10 – 12 км, при этом разнообразие и масса минеральных скоплений лавинно возрастают по мере приближения к поверхности Зем-

ли. В глубинных сферах земли (в мантии и нижних горизонтах земной коры) флюидный тепло- и массоперенос осуществляется главным образом в газовых средах. Только таким способом может происходить перенос энергии из глубин к поверхности. Развитие флюидных систем в эволюции Земли имеет необратимую тенденцию, выражающуюся в вовлечении все более глубинных мантийных горизонтов в их функционирование.

Ф. А. Летников существенную роль отводит глубинным дренирующим разломным системам, среди которых выделяет углеродные, водородные и углеводородные системы. Со среднего архея во флюидных системах, в связи с возрастанием содержания воды, меняется режим от восстановленного к окисленному. В палеозое произошло окончательное разделение мантийных и коровых флюидных систем и магматические очаги в мантии и коре в дальнейшем возникали и эволюционировали автономно. Со временем истощались верхние части литосферы по углероду и углеродный фронт отступал вглубь мантии. Восходящие флюидные потоки «вымывали углерод» из глубинных пород.

Ф. А. Летников предложил трехслойную модель континентальной литосферы: океаническая и островодужная кора; гранитогнейсовый слой, и истощенная мантия, и генетически вписанные в нее флюидные мезо- и гипосистемы. При этом показано, что чем глубже размещаются рудоносные флюидные системы, тем более они обогащены элементами с высоким сродством к кислороду и фтору. Кроме того, по степени зрелости выделено четыре типа литосферы (от незрелой к наиболее зрелой):

1. Незрелая океаническая истощенная литосфера, изначально обедненная многими некогерентными компонентами; разломы могут проникать на глубину 40 – 50 км; флюиды выносят преимущественно серу, халькофильные и благородные элементы с очень низким сродством к кислороду.

2. Рост зрелости литосферы; образование гранитогнейсового слоя. Разломы могут проникать до глубины 80 – 100 км. Во флюидах и флюидно-магматических системах в земную кору поступают S, Ni, Co, Cu, Mo, Zn, Pb. Все эти элементы характеризуются низким сродством к кислороду (ниже, чем у водорода).

Зрелая литосфера с хорошо развитым гранитогнейсовым слоем. Разломы проникают до глубины 120—140 км. Флюиды выносят S, F, Cl, Sn, W, Zn, As, Mn, Fe. Эти рудные элементы характеризуются более высоким сродством к кислороду.

Наиболее зрелая литосфера с мощным гранитогнейсовым слоем. Разломы могут проникать до глубины 160—180 и более километров. Флюиды выносят Zr, Ta, Nb, TR, Be, U, Th, Y, F, B. Это элементы с очень высоким сродством к кислороду и фтору.

Наиболее мощно процессы массопереноса во флюидных потоках осуществляются в зонах долгоживущих глубинных разломов, маркирующих борта региональных континентальных прогибов, поднятий и рифтогенных структур. Наиболее продуктивна верхняя флюидосфера, которую часто называют рудосферой, имеет мощность 5—10 км. Именно в ней сконцентрировано более 90% всех типов и видов полезных ископаемых.

I. *Общим для всей гаммы месторождений полезных ископаемых* являются: 1. Полезные компоненты первоначально находятся в твердом, обычно рассеянном состоянии. В нефтематеринских породах содержание органического углерода 1—2%, в породах черносланцевой формации концентрация широкой гаммы рудных элементов колеблется от долей процента до 0,1—0,5%, в магматических и метаморфических породах наблюдаются близкие значения. 2. Под воздействием внешних эндогенных тепловых полей происходит миграция нагретых, обычно агрессивных флюидов, которые выщелачивают из горных пород полезные компоненты, выносят их из зон с высокими термодинамическими параметрами и отлагают на участках с низкими значениями PT условий. Примером такой системы могут служить черные курильщики срединно-океанических хребтов. 3. Флюидные потоки, создающие во вмещающих породах высокие давления, прорывают горные комплексы, формируют системы гидроразрывов, диатремы и образуют рудо-нефтевмещающие структуры. 4. Величина месторождений в полной мере зависит от масштаба флюидных систем и длительности их существования; крупные и уникальные месторождения возникают в системах, функцио-

нирующих миллионы, иногда десятки и сотни миллионов лет, размеры которых составляют сотни квадратных километров. 5. Крупные месторождения всегда полигенные и полихронные. Процесс их формирования развивается нелинейно с многочисленными прерывистыми фазами. Продуктивные стадии характеризуются высокими скоростями накопления минерального вещества из высококонцентрированных растворов. 6. Важную, часто определяющую роль в рудо- и нефтеобразовании выполняют бактерии, способствующие переводу рассеянного минерального вещества во флюидное состояние.

II. О*собенное, отличающее рудо- и нефтеобразование*, заключается в следующем:

А) *Для нефтяных месторождений*: 1. Ограниченный химический состав — соединения углерода и водорода; 2. Узкий интервал PT условий (100 – 150°С, 1,5 – 2,5 км глубина); 3. Источник нефти — органическое вещество в осадочных породах и абиогенный синтез углеводородов в эндогенных флюидных системах; 4. Источник нефтесодержащих растворов — дефлюидизация осадков в процессе диагенеза и метагенеза в осадочных бассейнах за счет потери летучих и насыщения поровых вод углеводородами и эндогенные флюиды; 5. Упрощенная схема вертикальной зональности. Разделение флюида на газовую и нефтяную компоненту. Помимо вертикальных прорывов, широкий диапазон горизонтальной миграции и концентрация в разнообразных структурных ловушках;

Б) *Для рудных месторождений:* 1. Большое разнообразие химических элементов и их соединений (практически вся таблица Менделеева); 2. Широкий диапазон PT условий от приповерхностных до нижнекоровых (1000°С, 50 – 100 МПа); 3. Многообразие источников минерального вещества, от мантийных, коровых до экзогенных и даже космических; 4. Различная форма флюидов — магматическая, метеорная, поровая, морская; 5. Исключительная сложная разномастная вертикальная и горизонтальная зональность, обусловленная эволюцией рудоносных флюидов, изменением PT условий, взаимодействием растворов с вмещающими породами, влиянием гравитационных, магнитных полей и ряда других факторов; 6. Значительная вертикальная

протяженность (0 – 12 км) рудно-магматических систем в изометричных (в плане) центрах длительного полигенного и полихронного рудообразования;

III. *Флюидодинамические системы совместного рудо- и нефтеобразования реализуются в осадочных бассейнах:* 1. В процессе восходящей фильтрации вод нефтегазоносных бассейнов из вмещающих пород выщелачиваются рудные элементы: Pb-Zn, Cu, Fe, V, Mo и др.; 2. Термодинамический и физико-химический режимы развивающей системы приводят к отделению от нее на разных гипсометрических уровнях потоков, сначала углеводородов, а затем рудных компонентов. В центральных и бортовых частях бассейнов формируются нефтяные и газовые месторождения, а по периферии ореолы рудных месторождений.

Основные структуры земной коры и их металлогения

Геотектоника определяет развитие наиболее крупных структур земной коры. Исторически первой общепризнанной концепцией, которую использовали металлогенисты и прежде всего Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов, Е. Т. Шаталов, А. Д. Щеглов и др., была *геосинклинальная*, в последнюю четверть века ее в значительной степени заместила концепция *тектоники литосферных плит* и плюмов.

Усилиями геологов нескольких поколений и прежде всего Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, В. Н. Козеренко, В. В. Белоусова и многих других в пределах земной коры были выделены и охарактеризованы основные типы геологических структур и ассоциирующие с ними *магматизм, осадконакопление и металлогения.* Согласно этим представлениям основные эндогенные и экзогенные металлогенические процессы развиваются в коре континентального типа. Океанические обстановки определяют, главным образом, экзогенные процессы накопления месторождений Fe, Mn, Al и ряда других элементов. Эндогенной металлогении океана отводится подчиненная роль.

Согласно В. Н. Козеренко, в земной коре выделяют *глобальные мегаблоки* и *мегаблоки первого порядка.* Первые объединяют огромные участки коры на основании формационного анализа континентальных масс.

Мегаблоки первого порядка представляют собой *закономерные сочетания* таких структур как *платформы, подвижные пояса и области тектоно-магматической активизации*. Рудоносность их существенно различается. В пределах Европы, Африки, Азии, Австралии, Америки и западной части Тихого океана выделяются два типа земной коры. Один характеризуется *положительной гравиметрической аномалией, а второй обладает отрицательной аномалией*.

С учетом формационного анализа и усредненной характеристики континентальную массу земной коры В. И. Козеренко разделил на пять глобальных мегаблоков: Евроафриканский, Сибирско-Индостано-(Мадагаскаро)-Западно-Австралийский, Азиатско-Австралийский, Американский, Американо-Гренландский. Каждый из отмеченных глобальных мегаблоков состоит в свою очередь из блоков первого порядка, отличающихся металлогенической специализацией.

1. Евроафриканский глобальный мегаблок. В его пределах выделено четыре мегаблока первого порядка: Европейский, Северо-Африканский, Центрально-Африканский и Южно-Африканский. Для Европейского мегаблока характерны Pb-Zn и Hg месторождения; Северо-Африканского — Ta-Nb и полиметаллические; Центрально-Африканского — Sn, Cr и Pt, Au, U; для Южно-Африканского — Pt, Au, U и алмазы. Для всего глобального мегаблока типичны положительные аномалии Фая; выделяются крупные месторождения Cr, Au (юг Африки), Hg — (Средиземноморский пояс). Характерны вулканические месторождения (полиметаллы, Au-Ag). Sn, алмазы в кимберлитовых трубках; карбонатиты. Менее распространены Cu, Pb, Zn, Ti, Fe, Pt и др.

2. Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский глобальный мегаблок. Здесь выделены мегаблоки первого порядка: Сибирско-Среднеазиатский (Сибирская платформа, Западно-Сибирская низменность, Казахстан, Средний, Северный Тянь-Шань) с месторождениями Ni, Pb-Zn, Cu, W-Mo; Индостанский — Cu, Pb-Zn. Восточно-Африканско-Мадагаскарский — Ni, U, алмазы. Западно-Австралийский — Ni, Au, редкие элементы. Для глобального мегаблока характерны отрицательные аномалии Фая, типичны месторождения пегматитов с мусковитом, бериллие-

выми и литиевыми минералами, Cu-Ni, Pb-Zn, Fe, Ti, платиноидов, W, Mo, B, Ag, Au.

3. Азиатско-Австралийский глобальный мегаблок. Здесь обособляются мезозоиды Азии; герциниды Центральной Азии и мезозойские области тектономагматической активизации; Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, области кайнозойской складчатости (Корякско-Анадырская система, островные дуги западной части Тихого океана и другие структуры). Западная граница — Азиатские континентальные платформы. В глобальный мегаблок входят также Восточно-Австралийский регион, включающий северо-восточную часть Австралийской платформы, Тасманию и Новую Зеландию. В целом глобальный мегаблок обладает положительными аномалиями Фая. В нем заключены крупные запасы Sn, Hg-Sb; W, Mo, Au, Au-Ag; Pb и Zn, Cu, Ti; PCm залежи Fe. Карбонатиты на востоке Азии. Для Австралии характерен уран.

4. Американский глобальный мегаблок. В его пределах выделены юго-запад Северной Америки (Cu, Pb, Zn), Кордильеры и Анды (Au, Sn, Cu, Cu-Mo), области тектоно-магматической активизации (Восточные хребты и плато, островные дуги Больших и Малых Антильских островов, Гвианский и Бразильский щиты и др. с различными месторождениями (Fe, редкие земли, алмазы, пегматиты). Для глобального мегаблока характерны положительные аномалии Фая. Здесь сконцентрировано до 70% мировых запасов Mo, гидротермальные вулканические месторождения с комплексными рудами (Au-Ag, Ag, Sn-Ag, полиметаллы), 60% меднопорфировых руд, различные формационные типы месторождений Pb и Zn, выявлены крупные залежи Hg, Sb, W, урана, Pt, Au, уникальные месторождения флюорита и бериллия. Имеются карбонатиты, алмазы, олово и комплексные пегматитовые месторождения, железистые кварциты.

5. Американо-Гренландский глобальный мегаблок. Состоит из Канадско-Гренландского щита (U, Cu, Pb-Zn, Au); плиты мидконтинента с месторождениями Миссисипской долины (Pb-Zn); складчатых систем Аппалачей и Иннуитской (Sn, W, U, Fe); Восточной-Гренландской провинции (Li, Be). Гравитационное поле мегаблока сложное. Широко развиты месторождения Au, литиевые и бериллиевые пегматиты; сульфид-

ные Cu-Ni с платиноидами; W, Co, Ag, Mo, Ti (с V), U. Значительные запасы Cu, Pb и Zn, крупные месторождения железа.

Общие черты глобальных мегаблоков. Глобальные мегаблоки отличаются совокупностью характерных металлов, строением земной коры и набором геологических формаций. В пределах глобальных блоков с *положительными гравиметрическими аномалиями* развиты крупные месторождения Cr, Hg, Sn, Ta-Nb пегматитов; значительные месторождения вулканогенной группы, главным образом колчеданные и медноколчеданные. В них сконцентрировано до 80% мировых запасов золота (Ю. Африка и Канадский щит, Дальний Восток); отмечаются большие запасы урана. Транзитный характер, независисмый от типа мегаблока, имеют Cu, Pb, Zn, Fe, Ti, V, W.

Мегаблоки с *отрицательными аномалиями Фая* заключают преимущественно сидерофильные, редкоземельные и урановые месторождения, пегматиты с мусковитом, Be, Cu-Ni руды с платиноидами, широко распространены месторождения Cu, Pb, Zn; W, Mo, S.

Таким образом, в пределах континентальной части земной коры выделяются два типа крупных глобальных мегаблоков. Для первого характерна полная дифференциация магматических комплексов и положительные гравиметрические аномалии. В их пределах развиты герциниды, мезозоиды, альпиды, кайнозоиды. Геологический разрез насыщен базит-ультрабазитовыми комплексами. Для второго типа отмечается слабое проявление глобальных тектонических процессов, слабая дифференциация геологических формаций, усредненные отрицательные гравиметрические аномалии. В их пределах развиты преимущественно байкалиды, каледониды и редко слабо проявленные герциниды. В платформенных структурах встречаются кристаллические массивы. Широко распространены гранито-гнейсы, гранулиты, чарнокиты, гранитоиды. В качестве промежуточного типа можно выделить Американо-Гренландский мегаблок. Его ранняя история (архей, низы протерозоя) развивалась по первому типу, а начиная с верхнего протерозоя по второму.

Обширные области мирового океана, согласно анализа огромного эмпирического материала, обладают

низкой магматической дифференциацией мантийного вещества и, как следствие, низкой эндогенной металлогенической продуктивностью. Здесь отсутствуют месторождения алмазов, Sn, Mo, W, Hg, Sb и многих других элементов. Таким образом, в пределах земной коры можно условно наметить три типа областей с резко отличающимися уровнями энергии тектонических и металлогенических процессов: низкий уровень (океанические структуры); средний (материки с отрицательными гравиметрическими аномалиями); высокий (материки с положительными гравиметрическими аномалиями).

Помимо фиксистской концепции металлогении глобальных структур земной коры, в современной металлогении существуют другие варианты металлогенических построений: блоковый, линеаментный, стереометаллогенический, нелинейный и ротационный.

Блоковая металлогения последовательно развивается в работах К. И. Сатпаева, П. Рутье, П. Лаффита, Л. И. Красного, Г. Н. Щербы и многих других исследователей. В ее основе лежит представление о том, что для всех оболочек Земли и прежде всего земной коры характерна естественная блоковая делимость. Л. И. Красный выделяет крупные региональные структуры — геоблоки изометричной формы, размером сотни тыс.— первые млн км^2. Эти блоки вычленяются из литосферы системой глубинных разломов, а на глубине ограничиваются зонами низкой вязкости. Развитие геоблоков протекает в автономном режиме и в итоге в их пределах формируются индивидуальные геолого-геохимические, структурные и металлогенические формации и комплексы.

Г. Н. Щерба на примере Казахстана выделяет глобальные геотектоногены, изометричные в плане и уходящие корневыми частями глубоко в мантию (табл. 4). Развитие этих блоков протекает в процессе перемещения энергетических потоков и вещества мантии в верхнюю и нижнюю кору и осуществляется в импульсном режиме. П. Рутье и П. Лаффит считают, что земная кора состоит из серии различных металлотектов, различающихся по составу геологических формаций, возрасту эпох складчатости и по особенностям проявления металлогенических процессов. Формы

и разломы металлотектов могут быть самые разнообразные.

Таблица 4

Основные типы геотектоногенов (сформированные в протокоре, в океанской, промежуточной, континентной, орогенной, включая мантийно-коровые, коровые различных рангов) по классам (по Г. Н. Щербе, 1988)

Нуклеары (регенерированы)	Круговые	Линейные	Каркасные	Покровно-чехольные
В протокоре	В разных корах: полного и неполного цикла развития, полициклические, а так же регенерационные			
Планетные (сопряжение ГПЗ)	Тектоногены (в том числе вихревые, вращательные)	Линеаменты*	Простые моноциклиты	Ареал-терригены**
Космогенные (планетезимали)**	Магматогены Гнейсокупола Астроблемы**	Зоны глубинных разломов* Зоны смятия* Зоны Заварицкого-Беньофа* Зеленокаменные пояса Геомагматогены Зональные симметричные Зональные ассимметричные Зональные телескопированные Зональные полициклические Островодужные Рифтогены Коллизионные (континентальные орогены) Срединно-океанские рифтогены Шовные	Полициклиты Сопряжение Авлакогены Петельчатые зеленокаменные пояса Мозаичные гравитационные	Ареал-магматогены Ареал-тектоногены (шарьяжи)

* В развитии — элементы ГПЗ (глубинные подвижные зоны) и будущих тектоногенов.

** Прочие структуры, непосредственно связанные с ГПЗ.

Линеаментная металлогения отводит ведущую роль в формировании металлогенических провинций и рудных полей глубинным длительно развивавшимся разломам (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, Я. Кутина, Е. Дрисколь и др.). На основании анализа аэрокосмических материалов и площадных геологических данных выделяются разномасштабные линейные и сопряженные с ними изометричные металлогенические системы (табл. 5). К наиболее значительным результатам прогнозов, базирующихся на данной концепции является открытие уникального рудного района Олимпик-Дам, расположенного на системе длительно развивавшихся субмеридиональных глубинных разломов, рассекающих центральную часть Австралийской платформы.

Стереометаллогения — направление в металлогеническом анализе крупных рудных регионов и про-

Таблица 5

Типы структурного каркаса металлогенических карт

Масштаб	Основные типы рудоносных площадей	Структурные элементы	
		Линейные	изометричные
1 : 5000000, 1 : 2000000	Металлогенические провинции и пояса	Системы линеаментов (ширина 100—200 км, длина тысячи километров)	Глобальные мегаконцентрические структуры
1 : 1000000, 1 : 500000	Металлогенические зоны	Зоны линеаментов (ширина 10-20 км, длина сотни километров)	Мега- и мезаконцентрические структуры
1 : 200000, 1 : 50000	Рудные районы и рудные узлы	Элементарные линеаменты (ширина 5 км, длина десятки километров)	Секториальные блоки сводов, очаговые структуры, узлы пересечения линеаментов

винций, базирующихся на данных о глубинах залегания геофизических границ — Конрада и Мохоровичича. Предполагается, что строение коры, мощность ее оболочек и глубина подошвы — все эти параметры существенно влияют на рудоносность данного блока коры. Наиболее полно это представление разработал Л. Н. Овчинников (1992). Исследуя металлогению Урала он установил, что в зависимости от строения земной коры, выявленной по данным сейсмических и гравиметрических наблюдений, оптимальный уровень расположения месторождений контролируется глубиной залегания поверхности базальтового слоя, ее средняя величина 18,7 км. Так, для хромитовых полей уровень составляет 17,2 км, титаномагентитовых 16,5 км, колчеданных 13,5 км.

Нелинейная металлогения — направление в металлогении, предложенное А. Д. Щегловым и И. Н. Говоровым в 1985 г. Суть его заключается в том, что для многих видов полезных ископаемых обосновывается глубинный мантийный источник минерального вещества и геологические условия формирования, независимые от процессов, протекающих в земной коре. Исследуется закономерность образования и размещения в структуре земной коры месторождений, пространственно и генетически связанных с мантийными зонами литосферы.

В условиях земной коры выделено четыре независимых, латерально обособленно проявленных, тектонических режима: геосинклинальный, орогенный, активизационный и субдукционный. На примере рудных районов Тихоокеанского сегмента А. Д. Щегловым установлены разные источники минерального вещества. Месторождения, связанные с геосинклинальными прогибами, заложившиеся на коре континентального типа, имеют коровое происхождение. Исключение составляют только раннегеосинклинальное колчеданное, хромитовое и титаномагнетитовое с платиноидами оруденение, источниками которого являются подкоровые магмы.

Рудные формации, ассоциирующие с платформным магматизмом, всегда имеют мантийный источник. Речь идет о медно-никелевой сульфидной, алмазной и др. формациях. Часть платформенных месторожде-

ний связаны с резервуарами магм базальтового слоя (карбонатиты, апатит-магнетиты и др.).

Рудообразование в геосинклинальных зонах и на платформах проявляется независимо друг о друга, всегда изолированно в пространстве, но может совпадать по времени.

Ротационная тектоника и металлогения. Оригинальное направление в геотектонике и металлогении развивает китайская школа геологов. Речь идет о ротационной тектонике, впервые предложенной и разработанной Ли Сыгуаном в 1953—57 гг. В теоретическом плане ротационный механизм представлен винтообразной системой осей скалывающих и нормальный напряжений. Возникающие при этом разномасштабные структуры, как правило, состоят из двух видов элементов: ядра и плоскостей вращения. Это может быть либо жесткое цилиндрическое тело, либо просто линейная структура. Плоскости вращения обычно представлены дугообразными изгибами слоев, кливажных плоскостей, микро- и макроскладчатыми деформациями. Выделяют два типа структур: складчатый и разрывной. Оба типа формировались либо в результате тектонических движений, либо в процессе течения магматического расплава и синседиментационных перемещений. Ротационные структуры контролируют позицию и морфологию рудных провинций, бассейнов, районов, зон, полей и месторождений.

■ Эволюционная металлогения

В процессе эволюции Земли существенно менялось не только ее строение, но и состав оболочек. В связи с этим каждый период характеризовался различными по масштабам и разнообразию минерального состава месторождениями полезных ископаемых. Периодизация этого процесса имеет важное практическое и теоретическое значение для оценки минерального потенциала крупных участков земной коры, а также для разработки теории образования Земли.

Отрезки времени, в течение которых происходит разномасштабное накопление полезных ископаемых в земной коре, представлены следующим геолого-металлогеническим ранговым рядом: период — этап

(эпоха) — стадия. *Периоды* фиксируют временные интервалы с однородным геологическим режимом в масштабе всей земли. Их границы маркируются кардинальной сменой тектономагматических условий рудообразования. *Этапы (эпохи)* представляют собой отрезки геологической истории, определяющие ее цикличность на фоне направленного и необратимого развития земной коры. *Стадии* выделяются в рамках этапов и являются звеньями одного циклического процесса. Для них характерен определенный тектонический режим, развитие конкретных магматических и осадочных формаций, а также связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Также в рудно-металлогеническом анализе широко используют такие понятия как цикл и мегацикл. Они не имеют конкретной характеристики и обычно применяются при качественном описании эволюции геологических процессов. Достаточно часто при анализе этапов, имеющих четкую циклическую природу, выделяют подэтапы. К ним относят одну или несколько стадий, отражающих главные элементы тектономагматического цикла.

Геохронология земной коры для целей рудно-металлогенического анализа наиболее детально разработана с позиции геосинклинальной концепции В. И. Смирновым. Предложенная им школа эволюционных событий имеет логарифмический характер. Чем ближе к современности, тем короче выделяемые единицы. Согласно представлениям В. И. Смирнова, в истории развития нашей планеты можно выделить шесть периодов: лунный, нуклеарный, протогеосинклинальный, интрагеосинклинальный, неогеосинклинальный и рифтовый.

Эти периоды в свою очередь разделяются на 11 этапов или геолого-металлогенических циклов. В самом общем виде цикл представлен триадой: 1) ранний или собственно геосинклинальный подэтап, для которого типоморфны базальтофильные месторождения: колчеданные, титаномагнетитов, хромитов и платиноидов; 2) орогенный подэтап, объединяющий среднюю и позднюю стадию геосинклинального развития с гранитофильным типом минерализации, представленным пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми, гид-

ротермальными плутоногенными и вулканогенными месторождениями; 3) платформенный подэтап с экзогенным оруденением и эндогенными месторождениями, связанными с процессами тектоно-магматической активизации.

Лунный период (4,6—3,8 млрд лет) представлен одним Гренландским этапом, в течение которого не протекали процессы, характерные для отмеченного выше цикла, и не формировались месторождения.

Нуклеарный период (3,8—2,8 млрд лет) также состоит только из одного Кольского этапа, в течение которого сформировались ядра основных кратонов мира с базальтофильными и гранитофильными месторождениями. Первые развиты в архейских зеленокаменных поясах и представлены следующими месторождениями: золоторудными (Калгурли (Австралия), Колар (Индия) и др.), медно-никелевыми (Камбалда, Австралия), хромитовыми, железорудными и колчеданными (Анабарский массив, Джугджур, Западно-Австралийский кратон и др.).

Протогеосинклинальный период (2,8—1,8 млрд лет) состоит из двух циклических этапов — беломорского (2,8—2,3 млрд лет) и карельского (2,3—1,8 млрд лет). С *беломорским этапом* связывают появление первых геосинклиналей, расчленивших протоплатформы. В течение первых двух подэтапов — раннегеосинклинального и орогенного — формировались обычные для этих режимов мелкие месторождения. Зато с третьим платформенным подэтапом связано образование уникальных экзогенно-гидротермальных золото-урановых конгломератов Витватерсранда (Южная Африка) и хромитов Великой Дайки (Зимбабве). В *карельский этап (2,3—1,8 млрд лет)* рудоносными были все три подэтапа. 1. С ранними базальтоидными формациями ассоциируют гигантские бассейны железистых кварцитов Кривого Рога, КМА и других регионов; колчеданные месторождения Брокен-Хилл (Австралия), Болиден (Скандинавия); метаморфизованные марганцевые руды (Индия). 2. С орогенными гранитоидами связаны мусковитовые и редкометальные пегматиты Беломорья и Забайкалья; золоторудная минерализация в черносланцевых толщах (Хоумстейк, США); 3. Процессы платформенной протоактивизации привели к образо-

ванию гигантских рудномагматических центров: с хромитами и платиноидами — Бушвельд (ЮАР), медно-никелевыми рудами — Садбери (Канада) и Печенги (Россия); редкоземельными элементами в альбититах; меденосными карбонатитами Палаборы (ЮАР); урановосными конгломератами Элиот-Лейка (Канада) и ряда других рудных объектов.

Интрагеосинклинальный период (1,8–1,5 млрд лет) представлен одним *готским этапом*. Для него характерно отсутствие эндогенного рудообразования и низкая рудная продуктивность экзогенных процессов.

Неогеосинклинальный период (1,5–0,0 млрд лет) — один из крупнейших в истории земли. В его рамках выделено пять этапов: гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский. В *гренвильский этап (1,5–1,0 млрд лет)* значительные месторождения не образовывались. *Байкальский этап (1,0–0,6 млрд лет)* был более продуктивен по сравнению с гренвильским. В это время в раннегеосинклинальный подэтап образовались месторождения: колчеданные (Холоднен-ское, Горевское в Сибири), титаномагнетитовые (в Норвегии, Канаде, на Урале и др. регионах). С орогенными гранитоидами ассоциируют олово-вольфрамовые и редкометальные пегматиты и грейзены на всех древних платформах. С третьим платформенным подэтапом связаны свинцово-цинковые руды в карбонатных толщах на севере Канады. *Каледонский этап (0,6–0,4 млрд лет)* как и предыдущий имеет отчетливое, трехчленное строение. В первый подэтап образовались многочисленные колчеданные месторождения Пиренеев, Аппалач, Скандинавии, Урала (Рио Тинто, Испания; Озерное, Россия). Во второй — редкометальных пегматиты, альбититы и грейзены Алтае-Саянской области. В третий подэтап формировались редкометальные карбонатиты Норвегии и других регионов. *Герцинский этап (0,4–0,25 млрд лет)* наиболее ярко проявился в пределах складчатых областей Западной Европы и Урало-Монгольского пояса. С ним связывают, как и с каледонским этапом, трехчленный цикл: 1) с геосинклинальными базальтоидами колчеданные, хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, 2) с орогенными гранитами типичные редкометальные пегматиты, альбититы, грейзены и плутоногенные гид-

ротермальные жилы и 3) с активизированными областями платформ редкометальные щелочные интрузии, медно-никелевые руды в траппах Сибири (Норильск), алмазоносные кимберлиты и редкометальные карбонатиты. *Киммерийский этап (25—0,1 млрд лет)* характеризуется главным образом гранитофильной минерализацией; проявился вдоль окраин платформ. С ним связывают месторождения редких, благородных и радиоактивных элементов. *Рифтогенный период (0,1—0,0 млрд лет)* только начался и представлен пока одним альпийским этапом. К нему относят некоторые колчеданные месторождения в субмаринных базальтоидах Японии, Кипра, Малого Кавказа, современных океанов. Со вторым орогенным подэтапом связывают медно-порфировые месторождения Тихоокеанского кольца. Третий подэтап представлен третичными континентальными поясами с благороднометальной, олово-вольфрамовой минерализацией, проявлениями алмазоносного кимберлитового и редкометального карбонатитового магматизма.

В геоисторической металлогении намечаются два рубежа — 3,8 и 2,5 млрд лет. С первым связано появление магматических и гидротермальных (колчеданных) месторождений базальтоидной серии и метаморфогенных пегматитов. Второй рубеж маркирует начало образования гранитоидных месторождений альбититовых, грейзеновых, скарновых и гидротермальных.

Изложенная схема периодичности формирования месторождений наиболее объективно отражает цикличность и последовательность рудообразования для каледонского и герцинского этапов. Во всех остальных случаях она существенно отклоняется от принятой теоретической модели. Особенно много расхождений в интерпретации докембрийской истории, где предложенная трехчленная цикличность в выделенных этапах почти не соблюдается.

Опираясь на теоретические разработки Д. В. Рундквиста, В. Е. Хаина, О. Г. Сорохтина, А. А. Сидорова и других исследователей, в истории нашей планеты можно выделить пять основных металлогенических периодов: 1) тонких литосферных плит; 2) высокой тектонической активности, появление мощной континентальной коры и ядра земли; 3) возникновение первых суперконтинентов,

4) многократной переработки земной коры, 5) коровомантийной дифференциации и циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит.

I. *Период тонких литосферных плит (3,8–3,0 млрд лет)* характеризуется однородным тектоническим режимом (активность 7–10 эрг/с), средними скоростями движения тонких короткоживущих (16–50 млн лет) литосферных пластин — 5–50 см/год. В этот период активно формировалась первичная континентальная кора со скоростью 3,2–3,6 км^3 год и суммарный ее объем составил около 15% от современной. Возникшие массивы гранитоидов характеризовались натриевым профилем. Одними из характернейших особенностей периода являются эпохи складчатости и тесно с ними ассоциирующие (предшествующие) гранит-зеленокаменные пояса. Выделяется по крайней мере шесть таких эпох: 3,80; 3,70; 3,65; 3,56; 3,50; 2,98 млрд лет. На это время приходится первый наиболее грандиозный пик в образовании пегматитовых провинций и полей (3,38–3,42 млрд лет).

В описываемый период формировались первичные металлогенические праформации мантийного, рифтогенного и эпиконтинентального профиля. Эндогенно-экзогенная активность Земли обусловлена восходящими потоками флюидов (тепловой поток через поверхность составляет 10 эрг/год). Наиболее древними являются железистые кварциты комплекса Исуа в Гренландии (3,78 млрд лет) и пояса Абитиби в Канаде; осадочно-вулканогенные железистые лептитовые формации типа Алгома (Кируна, Швеция; Аленегорское, Россия; и др.) (3,3–3,7 млрд лет). С гранитоидными полями ассоциируют мусковитовые пегматиты Анабарского щита, Джугжура и редкометальные пегматиты с Nb, Ta в Западной Австралии, Бразилии, Африки с возрастом 2,9–3,5 млрд лет. С базальтоидными комплексами зеленокаменных поясов связаны месторождения: хромитов в анортозитах (3,5 млрд лет); медно-никелевых руд в коматиитах — (3,0; 3,4 млрд лет); колчеданов Австралии (3,4), Канады (3,4), Южной Африки (2,6–3,4) и Северной Америки (2,9); золота — Калгурли в Австралии — 2,8–3,2.

II. *Период высокой тектонической активности, появления мощной континентальной коры и ядра земли*

(3,0—2,7 млрд лет) характеризуется мощными складчатыми деформациями, охватившими всю кору, резким ускорением и усилением тектоно-магматической деятельности, которая в это время была максимальной в истории земли. Появились более крупные литосферные пластины размером сотни километров с периодом существования до 200 млн лет; существенно увеличились скорости движения плит, достигая наибольших из установленных — 120 — 270 см/год.

Процессы дифференциации вещества мощно протекали в пределах коры и самых верхних частей мантии, где температуры достигали 1750 °С. С гигантскими скоростями происходил рост объема континентов в интервале времени 3,1 — 2,5 млрд лет — сначала скорость прироста достигала 7,1 км^3/год, а в конце около 2,0 км^3/год, а в целом в этот период образовалось более 50% всего современного объема континентальной коры. Одной из главнейших особенностей петрологической эволюции магматизма описываемого времени явилась смена натриевого гранитного магматизма калиевым. Наиболее важными металлогеническими событиями периода явилось образование крупных и уникальных экзогенных россыпных, гидротермально-осадочных и осадочных месторождений золота и урана в конгломератах провинции Витватерсранд (2,75 млрд лет); эпиконтинентальных железистых кварцитов КМА (Михайловское, Околово и др.); гидротермальных золоторудных полей Австралии (Калгурли); Индии (Колар) и Канады.

III. *Период возникновения первых суперконтинентов и начала функционирования механизма тектоники литосферных плит (2,7—1,8 млрд лет).* Предполагают, что в этот период тектонический режим нашей планеты стабилизировался и приобрел однонаправленное петрологическое и металлогеническое развитие. В рассматриваемое время возникли одни из крупнейших структур — Моногея (2,60 — 2,30 млрд лет) и Пангея (2,30 — 1,90 млрд лет). Подобное соединение континентальных плит в единый гигантский суперконтинент протекал в режиме умеренной механической активности и понижающихся скоростей перемещения плит (50 — 30 см/год).

Возникшие объемы новых океанических плит почти компенсировались поглощением корового ма-

териала в глобальной системе зон субдукции. Приращения континентальной коры составляли около 0,4 – 0,5 км^3/год. Существовавшие последовательно Моногея и Пангея на значительный период (300 и 380 млн лет) термодинамически изолировали мантию, что способствовало поддержанию в ее верхней части высоких температур и стимулировало аномальный щелочной магматизм — плутоны анортозитов и гранитов-рапакиви. С анортозитовым поясом Квебека связаны крупнейшие в мире месторождения титана (Лав Тио). В конце периода (1,8 – 2,0 млрд лет) произошел второй в эволюционной истории земли импульс пегматитообразования.

Гранитный магматизм орогенных поясов с калиевым уклоном сопровождался появлением мусковитовых и редкометальных пегматитов Беломорья, Мамской провинции Забайкалья (1,8 млрд лет); формированием олово-вольфрамовых скарнов Карелии и гидротермальных золоторудных месторождений (1,8 – 2,0 млрд лет) — Хоумстейк, Сухой Лог, Кобальт и др. С базальт-липаритовыми вулканическими формациями рифтогенных поясов (периконтинентальных, срединно-океанических, островодужных, трансформных) связаны обширные провинции колчеданных месторождений в Австралии (1,75 млрд лет) (Брокен-Хилл и Маунт-Айза), в Северной Америке (1,7 – 1,0 млрд лет), Швеции (Болиден, 1,9 млрд лет), Финляндии (Оутокумпо, 1,8 – 2,3 млрд лет), Карелии (2,0 – 2,2 млрд лет) и других регионах мира.

С областями тектоно-магматической протоактивизации интрузивного, вулканического и метасоматического профиля ассоциируют крупные и уникальные расслоенные ультраосновные массивы в Южной Африке (Бушвельд, хром-платина, 1,95 млрд лет), в Канаде (Садбери, медь-никель, 1,8 – 2,0 млрд лет), на Кольском полуострове (Печенга, медь-никель, 1,80 млрд лет) и др. В ультраосновных комплексах на заключительных стадиях их развития формировались карбонатитовые месторождения с медной минерализацией (Южная Африка), а в линейных зонах урановые и редкометальные альбититовые месторождения. Огромнейшие континентальные пространства, разрушающиеся орогенные пояса, мелководные эпиконтинентальные морские па-

леобассейны, изменения газового состава атмосферы и, главное, эндогенные флюидные потоки — все это способствовало возникновению уникальных провинций: 1) с осадочными железными формациями на Украине (Кривой Рог), в России (КМА, Костомукша), в Австралии (Хаммерсли); 2) с месторождениями медистых песчаников Удокана (1,8—2,1 млрд лет), ураноносных конгломератов Элиот-Лейка (2,2 млрд лет), марганцевых месторождений Индии (1,7—2,3 млрд лет) и многих других рудных объектов.

IV. *Период многократной переработки земной коры (1,8—0,6 млрд лет)* характеризуется относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальных перестроек планетарных геологических структур. Особо интенсивное оживление эндогенной металлогенической активности началось в конце периода. В отрезке времени 1,0—0,6 млрд лет формировались колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с базальтоидным магматизмом, в Северной Америке и на Сибирской платформе (Холодкинское, Горевское и др.), а также магматические титаномагнетитовые руды Норвегии (Егерзунд), Канады (Лауренс Ривер) и России (Урал, Кусинское).

V. *Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (0,54—0,0 млрд лет)* характеризуется усилением тектоно-магматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов. Особенностью данного периода является перемещение фронта дифференциации вещества на глубинные мантийные уровни. Определяющее влияние на течение металлогенических процессов оказал начавший формироваться в раннем палеозое единый суперконтинент Пангея. Он просуществовал до начала мезозоя. Начиная со средней юры Пангея была расколота на ряд континентов, между которыми образовались современные молодые океаны: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Киммерийская и альпийская металлогения уже полностью контролировалась механизмами тектоники литосферных плит в их наиболее исследованном теоретическом варианте. К этому времени основные физические параметры земной коры практически завершили свое формирование. Объемы возникающей

в срединно-океанических хребтах океанической коры примерно равны объемам коры поглощаемой в зонах субдукции. Последние превратились в основные генераторы эндогенного рудообразования. Жесткие континентальные плиты вместе с мощными (сотни км) корневыми частями превратились в малоподвижные системы с неуклонно понижающимися скоростями горизонтальных перемещений и часто меняющимися векторами таких движений.

С нижнего палеозоя начался процесс усиления глубинной рудно-магматической активности. Многократная переработка огромных масс осадочных и изверженных горных пород в зонах субдукции качественно изменил характер дифференциации и, как следствие, концентрации рудного вещества. Резко, более чем в два раза по сравнению с предыдущим периодом? возросло число рудных формаций. Широкое развитие получили такие новые формации как сурьмяно-ртутная, вольфрамитовая грейзеновая, медно-молибденовая, золото-кварц-халцедоновая и много других. Для периода характерно образование необычайного разнообразия генетических и промышленных как эндогенных, так и экзогенных типов руд. В это время возникли все месторождения бокситов, каолинитов, серы, морских и континентальных россыпей и многих других рудных скоплений.

Рассмотрим эволюцию оруденения на примерах некоторых, наиболее характерных основных промышленно-генетических типов месторождений: железа, хрома, свинца, цинка, олова, молибдена, благородных металлов.

Железное оруденение

Формирование железных руд фиксируется в каждом из пяти геолого-металлогенических периодов, но с различной степенью интенсивности. В *период тонких литосферных плит* (ранний архей, Кольский этап) в зонах зарождающейся океанской коры возникли многочисленные рудопроявления силикатно-железистой формации, приуроченные к толщам пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В перспективе эти руды могут стать существенным ис-

точником получения железа (Обоянская серия КМА, комплекс Иматаки щитов Ю. Америки и др.).

В *период формирования основной массы континентальной коры* (поздний архей, беломорский этап) первично-осадочные концентрации железа возникали в вулканических зонах на океанической коре, на этапе стабилизации (растяжение > сжатие) и общем фоне смены основного магматизма кислым и щелочным. Преобладают руды вулканогенно-кремнистой формации (Михайловская серия КМА, комплекс Кулгарли-Калгурли Зап. Австралии, Свазилендская система Ю. Африки и др.). Период возникновения первых суперконтинентов и начало функционирования механизма тектоники литосферных плит (ранний протерозой, карельский этап) ознаменовался образованием кратонных ядер, обрамленных подвижными зонами, замкнувшимися в конце периода. Формируются главнейшие железорудные бассейны мира с гигантскими концентрациями железистых кварцитов (криворожская серия УКШ, курская серия КМА, свита Хамерсли Зап. Австралии и др.) и огромные расслоенные интрузии с крупными запасами комплексных руд (Бушвельд — Fe, Ti, V, Cr, Pt). Ведущими рудными формациями являются кремнисто-сланцевые (криворожский и таконитовый типы).

В *период многократной переработки земной коры* (поздний протерозой) после длительной стабилизации происходит оживление эндогенной металлогенической активности (гренвильский тектонический этап). Структурно-формационные комплексы рифея объединяют преимущественно орогенные вулканогенно-осадочные и кластогенные осадочные месторождения железа. С кислым вулканизмом связаны месторождения магнетитовой формации (тип кируна), с корами выветривания — железисто-кремнисто-кластогенная. Широкое развитие получают собственно осадочные месторождения гематитовых, оолитовых гидрогетитовых и лептохлорит-гематитовых руд. *Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит* (фанерозой) характеризуется усилением тектоно-магматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов (3 цикла за 600 млн лет). На раннем этапе (конец байкальского —

календонский) формировались преимущественно вулканогенно-осадочные и магматические месторождения, на среднем герцинском преобладали полигенные магнетит-скарновые, на заключительном киммерийско-альпийском — осадочные оолитовые и гидротермальные жильные и метасоматические.

Выделяются два мегапериода железного оруденения, в каждом из которых намечается определенная последовательность в смене одних генетических типов железорудных формаций другими (в общем виде): вулканогенно (эксгаляционно)-осадочные, магматические, осадочные. Первый мегапериод охватывает временной интервал ранний архей — ранний протерозой, второй — поздний протерозой—фанерозой. За границу между мегапериодами (для Восточно-Европейской и Сибирской платформ) возможно принять эпоху реювинации с возрастом 2,0 — 1,8 млрд лет. Мегапериоды железного оруденения являются отражением поступательного развития тектонических процессов на Земле.

Основные мировые ресурсы железных руд, титана и ванадия сосредоточены в месторождениях периода становления первых суперконтинентов в раннем протерозое, где нашло свое отражение благоприятное сочетание процессов тектонической и магматической активности и экзогенной дифференциации вещества.

Хромитовое оруденение

Хромитовое оруденение проявилось на четырех временных уровнях в различных геодинамических обстановках и связано с различными рудно-магматическими формациями. В *период тонких литосферных плит* (кольский этап) в условиях низких скоростей растяжения формировались зеленокаменные пояса включающие мелкие месторождения хромитов (Зап. Гренландия, Ю.-З. Африка, о. Мадагаскар и Северная Америка). В *период становления первых суперконтинентов* (карельский этап) возникли гигантские стратиформные месторождения хромитов (Бушвельд, Великая Дайка) связанные с крупными расслоенными интрузиями, которые образовались в обстановке риф-

тогенеза на континентальной коре. Месторождения формировались при больших скоростях тектонических деформаций в короткое время.

Следующая стадия рудообразования приходится на продолжительный *период многократной переработки первичной коры* (готский, гренвильский и байкальский этапы). Месторождения хрома возникли в связи с оживлением тектонической активности литосферных плит только в конце байкальского этапа и связаны с комплексами близкими к офиолитам (Восточная Африка, Аравия). Четвертый уровень приходится на *период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит*, охватывающего весь фанерозой. Все подиформные месторождения от мелких до крупных (Булькиза, Кемпирсай) приурочены к альпинотипным ультрабазитам, являющихся продуктом обдукции океанической коры, с высокими содержаниями хрома в рудах.

Развитие хромитового оруденения происходило на общем фоне перестройки тектонических движений, возрастания к концу докембрия роли горизонтальных перемещений, обусловивших в фанерозое широкое развитие альпинотипных ультрабазитов в шарьяжных структурах. Промышленные месторождения хромитов палеозойского возраста располагаются преимущественно в субмеридиальных складчатых поясах (Аппалачи, Урал) и отсутствуют или незначительны по масштабам в субширотных (Центральноазиатский пояс). Наоборот, раннемезозойские месторождения приурочиваются к поясам широтного направления (Альпийско-Гималайский пояс). В конце мезозоя-кайнозоя главенствующую роль вновь приобретают субмеридиальные пояса (западный сегмент Циркум-Тихоокеанского пояса). Хромитоворудные районы располагаются в узлах пересечения этих глобальных структур земной коры с поперечными разломами, имеющими трансформную природу.

Обращает на себя внимание факт тектонического становления мезозойских хромитоносных массивов в составе офиолитовых комплексов Альпийско-Гималайского пояса в верхнем мелу (коньяк-компан), когда началось раскрытие и формирование океанической коры в субмеридиальных океанических бассейнах

(Северная Атлантика, западные районы Тихого океана). Это обстоятельство свидетельствует о глобальной тектонической перестройке литосферы в конце мезозоя, сопровождавшейся переориентировкой металлогенических поясов и зон с широтного на субмеридиальное направление.

В хромитовых рудах от раннепалеозойских к кайнозойским происходит рост содержания Cr_2O_3 (с 8 до 61%) и некоторое увеличение отношения Cr_2O_3/FeO (до 3,64). Уменьшение железистости руд от древних к молодым особенно контрастно в сопоставлении с данными по раннедокембрийским месторождениям, для многих из которых этот показатель равен 1,6. Снижение во времени количества железа в хромитах, возможно, определяется общим истощением мантии этим элементом. Об этом свидетельствует факт накопления грандиозных запасов железистых кварцитов в докембрии, железо которых, по мнению многих исследователей, имеет вулканогенную, т. е. эндогенную природу.

Свинцово-цинковое оруденение

В эволюции Земли прослеживается определенная последовательность в развитии полиметаллического оруденения, проявляющаяся в смене одних генетических типов месторождений другими, закономерном изменении пометалльного состава руд и соотношения между главными рудными металлами (Cu, Zn, Pb).

В течение первых четырех миллиардов лет на Земле сформировалось 30% мировых (восстановленных) запасов свинца и цинка. Крупные и гигантские месторождения образовались в конце третьего геолого-металлогенического периода (2,5—1,8 млрд лет), когда возникли первые континенты и началось, в ограниченном объеме, функционирование тектоники литосферных плит (месторождение Брокен-Хилл, Австралия). Главный пик рудогенеза Pb и Zn в докембрии приходится на четвертый период (1,8—0,6 млрд лет) — относительно слабой общей металлогенической активности, но интенсивной многократной переработки первичной континентальной коры (месторождения Салливан, Маунт-Айза, Балмат-Эдварс, Холоднинское (Россия) и Брокен-Хилл в Африке).

Основная же масса запасов цинка и свинца (70%) сформировалась за короткий интервал времени (0,54 млрд лет), в период активного проявления механизма тектоники литосферных плит.

Для докембрия наблюдается довольно четкая картина: присутствие в интервале Ar_1-Pr_2^1 исключительно колчеданно-медно-цинковых (с Au) месторождений, рудогенез которых продолжался на протяжении более, чем 2,0 млрд лет, и затем, в интервале Pr_2^2-V сменился колчеданно-полиметаллическим с преобладанием в рудах цинка и свинца (с Ag). Медно-цинковые образования ассоциируют с вулканогенными формациями, свинцово-цинковые — с карбонатно-черносланцевыми при приглушенной роли вулканитов. Увеличение в рудах свинца происходило на фоне повышения калиеносности вулканических и магматических пород. Колчеданные месторождения в вулканогенных формациях формировались на океанической коре, в зеленокаменных поясах и зонах спрединга в окраинно-континентальных бассейнах; месторождения в карбонатно-черносланцевых формациях — на континентальной коре, в крупных остаточных или наложенных прогибах авлакогенного типа.

Большое разнообразие колчеданных месторождений наблюдается в складчатых зонах периода Циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит, что определяется геодинамическими условиями их формирования. Особенно это характерно для металлогенических этапов палеозоя. В молодых киммерийско-альпийских складчатых системах более типичны скарновые и трещино-жильные образования, что связано с возрастанием мощности и жесткости континентальной коры. Особенностью этого же геолого-металлогенического периода является широкое развитие на континентах, в чехлах молодых, но особенно древних платформ и на срединных массивах (микроконтинентах) крупных рудных провинций с регенерированными осадочно-катагеническими стратиформными месторождениями в карбонатных формациях. На Северо-Американской платформе они приурочены к двум стратиграфическим уровням $Є_2$-O_2 и D_2-C_1. К последнему уровню приурочена и основная масса подобных мес-

торождений на Южно-Китайской платформе, в каледонидах Ирландии и Казахстана. В герцинидах Европы (Силезско-Краковский район и Центральный Французский массив) рудовмещающими являются карбонатные толщи триаса, а в Альпийском поясе — карбонатные свиты нижней юры и палеогена. Карбонатные породы служили литологическим контролем оруденения, благоприятной геохимической средой и средой для трещинообразования, определивших возникновение зон брекчирования, обрушения и метасоматического замещения.

Возникновение этих рудных концентраций рассматривается как результат реювинации, проявлявшейся неоднократно при тектонических перестройках, в сопредельных областях. Рудные элементы могли быть мобилизованы как из верхнего структурного этажа платформы, сложенного наименее дислоцированными породами (рифей-венд), так и из некоторых осадочных горизонтов самого чехла. Правомерна и точка зрения многих исследователей, что провинции стратиформных полиметаллических месторождений и сопредельные с ними нефтегазоносные бассейны обусловлены единым флюидодинамическим механизмом образования. Изотопно-свинцовые данные свидетельствуют, что в истории стратиформного рудообразования происходит закономерная смена источников свинца. Для архей-нижнепротерозойского колчеданно-медно-цинкового рудообразования характерен чисто мантийный свинец. С рубежа 2,2 млрд лет в вулканогенно-гидротермальном процессе начинает участвовать наряду с мантийным и экзогенный свинец, роль которого становится существенной к началу рифея, когда происходило формирование гигантских свинцово-цинковых месторождений. Эта тенденция сохраняется и в дальшейшем. Рудообразование по источнику свинца становится полигенным, на что ранее неоднократно указывал акад. В. И. Смирнов.

Общей тенденцией в развитии полиметаллического оруденения в эволюции Земли является дискретность масштабов его проявлений. Максимум концентрации свинца и цинка в месторождениях Мира приходится на палеозой (46,9%). Характерна

периодичность в изменении пометаллного состава руд — конечные стадии геолого-металлогенических периодов и этапов характеризуются рудами с более высокими содержаниями свинца, и часто серебра. Во времени происходит перемещение процессов свинцово-цинковой минерализации из областей с океанической корой и корой переходного типа в области с континентальной корой. Аналогичная картина ярко проявилась для железа, меди и ряда других металлов. Подобное явление возможно объяснить тем, что первоначально металлы концентрировались в зонах океанической коры, но в последующем, при экзогенной дифференциации, субдукции, гранитизации и общем орогенезе подвергались ремобилизации с образованием принципиально новых генетических типов месторождений.

Оловянное оруденение

Поведение и распределение олова в земной коре контролируется геохимическими и геодинамическими процессами, которые определяют формирование и эволюцию земной коры в целом. Особенно большое значение имеет интенсивность и завершенность разделения коры на верхнюю и нижнюю. Распределение олова во времени определяется двумя последовательными этапами. Первый связан с формированием континентальной коры как таковой, второй — с ее эволюцией. Поскольку формирование коры есть результат эволюции вещества верхней мантии, то химический состав коры (и соответственно распределение концентраций отдельных элементов в ней) контролируется составом верхней мантии, интенсивностью и направленностью ее эволюции и, что особенно важно, исходной неравномерностью распределения в ней отдельных химических элементов и олова в том числе.

Формирование коры началось в глубоком архее и продолжается в настоящее время. Наиболее эволюционировавшие, испытавшие наиболее длительное развитие блоки коры имеют более четко выраженную геохимическую и металлогеническую специализацию. Эволюция состава коры есть отражение двух

главных процессов: ее неоднократного плавления (частичного или полного) и рециклинга. В процессе эволюции происходит разделение коры на верхнюю и нижнюю (что определяет ее зрелость) и латеральное разрастание с образованием коры переходного типа.

Однако масштабы оруденения зависят от ее первичной геохимической специализации: крупные месторождения находятся в областях континентальной коры, испытавших длительную эволюцию и имеющих положительную геохимическую специализацию на олово. В этом отношении особенно показателен Африканский континент, состоящий из нескольких блоков: в пределах одних из блоков концентраций олова нет или они мелкие и единичные, в пределах других находятся крупные месторождения, расположенные близко друг от друга (это же относится и к юго-восточному Китаю, Южной Америке, Австралии, Тасмании и др.). В пределах этого же континента отчетливо проявлена и другая закономерность: в областях древней консолидации, не подвергшихся тектоно-магматической активизации, олово сконцентрировано в редкометальных пегматитах; если же такая область испытала активизацию, то происходила ремобилизация и переотложение олова молодыми кислыми расплавами (например «молодые» нигерийские граниты) и образование месторождений с более высокими концентрациями металла.

Перемещение олова из протолита в верхние горизонты земной коры осуществляется расплавами (в основном кислыми), которыми формируются месторождения. Образование месторождений связано с процессами дифференциации магмы, и чем интенсивнее и полнее они прошли, тем интенсивнее и полнее происходило накопление рудного вещества. Интенсивность и длительность дифференциации расплава определяется запасами в нем тепловой энергии, т. е. степенью перегрева относительно температуры кристаллизации Месторождения пространственно и генетически связаны с многофазными интрузивами гранитоидов (интенсивная эволюция исходного расплава) и приурочены, как правило, к породам заключительной фазы, ко-

торые почти во всех случаях представлены лейкократовыми гранитами.

Это объясняется изменением окислительно-восстановительных условий в расплавах (в процессе эволюции кислого расплава в нем образуются все более восстановительные условия) и химическими свойствами олова (в двухвалентном состоянии оно растворяется в силикатных расплавах в значительно большем количестве, чем в четырехвалентном). Выстраивается закономерная цепочка: повышенная концентрация олова в отдельных участках мантии приводит к появлению блоков континентальной коры с повышенными концентрациями олова (неоднократное поступление мантийных расплавов в кору в течение геологического времени приводит к последовательному обогащению последней оловом) → при плавлении такого обогащенного оловом корового протолита (особенно верхней коры) образуются кислые расплавы, еще более обогащенные оловом (распределение олова в пользу расплава в системе твердая фаза — расплав) → эволюция кислых расплавов в направлении образования лейкократовых гранитов сопровождается созданием более восстановительной обстановки, что способствует концентрации олова в таких расплавах. Смена восстановительных условий на окислительные приводит к выпадению олова в виде касситерита

Четко выраженная зональность в размещении магматических пород (во внутренних частях континентов это плутонические формации кислого состава, ближе к краям — вулкано-плутонические формации умеренно-кислого состава, а на коре переходного типа — вулканические формации) определяет и зональность размещения оловянного оруденения. Это определяется соотношением мощностей верхней и нижней континентальной коры: крупные месторождения приурочены к областям с наиболее мощной верхней континентальной корой (и наименее мощной нижней корой), а мелкие месторождения и рудопроявления — к областям развития коры переходного типа.

Время появления крупных месторождений определяется тектонической активностью, а место — путями проникновения магматических расплавов (преимущественно стыки плит и микроплит). Наиболее важные

в промышленном отношении месторождения олова приурочены к завершающей стадии крупных орогений. Месторождения с небольшими запасами распределены во времени более равномерно. Эволюция Земли и связанное с этим образование континентальной коры, ее разрастание (по площади и мощности), дифференциация на верхнюю и нижнюю — именно это определяет количественное преобладание рудных объектов на наиболее молодых этапах развития Земли.

Молибденовое оруденение

В процессе эволюции Земли происходит изменение состояния молибдена от преимущественно рассеянного в осадочных и магматических породах к образованию эндогенных концентраций, представленных месторождениями различных рудных формаций, суммарные запасы металла в которых достигают максимума в кайнозое. Масштабы оруденения увеличиваются с ростом мощности континентальной земной коры и перемещения очагов гранитообразования из нижней в верхнюю континентальную кору.

Формирование месторождений происходит в разных геодинамических обстановках: в островных дугах — Mo-Cu-порфировые; в окраинно-континентальных вулканических поясах — Cu-Mo-порфировые и Mo-W-скарновые; в складчатых поясах — Mo-Cu-скарновые, Mo-порфировые, W-Mo-жильные и грейзеновые, Au-Cu-Mo-скарновые, Mo-жильные; в областях тектономагматической активизации — Mo-штокверковые, Au-Mo-жильные и штокверковые и Mo-U-жильные, W-Mo-жильные. Для заключительной стадии развития складчатых зон и зон гектономагматической активизации фанерозоя типичны Mo-U месторождения.

Во времени происходит направленное изменение значимости разных генетических типов месторождений: жильный в докембрии, штокверковый в мезозое, штокверковый и порфировый в кайнозое. Для каждой геологической эпохи характерен определенный генетический тип месторождений: в докембрии — вкрапленные зоны в амфиболитах, пегматитовые жилы с Mo и W, редкие штокверки; в фанерозое — Mo-Cu и Au-Cu-Mo скарны, Mo-Cu-порфировые, W-Mo гидротер-

мальные жилы и грейзены, Ni-V-Mo стратиформные и Mo-Se-U инфильтрационные (гидрогенные). Основные промышленные типы месторождений генетически связаны с гранитоидами различных типов: молибден-медные с M-типом, медно-молибденовые с I-типом, молибденовые и молибден-вольфрам-висмутовые с S-типом, молибден-урановые и медно-молибденовые с H-типом.

Имеются два типа накопления молибдена: а) концентрация молибдена в рассеянной форме в осадочных породах преимущественно углеродистых формаций подвижных зон и в горючих сланцах на платформах — источник молибдена породы океанической и континентальной коры и б) концентрация молибдена в эндогенных месторождениях как результат переработки осадочных толщ складчатого основания предшествующих геологических эпох.

Эволюция молибденового оруденения является следствием осадочной и магматической дифференциации вещества в истории Земли и отражает направленный процесс ее развития.

Благороднометальное оруденение

Согласно исследованиям Б. И. Беневольского и др. (1995) благородные металлы триады платина-золото-серебро представляют переходный ряд от сидерофильных к халькофильным элементам. Все они геохимически связаны с железом (Ag, Au) и калием (Au, Ag, Pt). Серебро накапливается в заключительные стадии гидротермального процесса и типично для верхних структурных этажей рудоносных комплексов. Золото концентрируется на главных стадиях гранитизации рудоносных вулканогенно-осадочных формаций средних этажей развития вулканических поясов. Платиноиды формируются на начальных стадиях эволюции основного и ультраосновного магматизма. Установлена важная роль субмантийных флюидов, содержащих углеводороды, в металлогении благородно-метальных элементов.

Платиноиды

На основании петрологических данных наблюдается накопление платиноидов в верхней мантии и ниж-

ней части коры в базит-гранулитовом слое на самых ранних этапах формирования Земли. В докембрии намечается следующий временной эволюционный ряд: 1) коматииты и зеленокаменные пояса (архей), 2) рифтогенные пояса и бассейны (протерозой), 3) альпинотипные гипербазиты и офиолиты (поздний протерозой — кембрий). В позднем фанерозое (мезозоиды и альпиды) платиноиды накапливались в окраинных зонах Пацифики и современных океанических рифтах. Фиксируется диахронизм возникновения месторождений платиноидов в начальный и конечный этапы формирования земной коры.

На раннем этапе (Ar) платиноиды поступали в результате ранних фаз плавления и дифференциации первичных мафит-ультрамафитовых пород Земли, обогащенных тяжелыми металлами хондрита. На позднем фанерозойском этапе происходила мобилизация платиноидов из глубинных подкоровых резервуаров остаточной недеплетированной мантии, обогащенной тяжелыми металлами и флюидами. В каледонско-герцинский период формировался новый тип месторождений в углеродистых формациях (черносланцевых толщах). Эти молодые аналоги покровно-шарьяжных углеродосодержащих зон докембрия. Их относят в группу офиолитовых комплексов (Юкон, Сибирь, Казахстан, Ср. Азия, Китай, США, Канада).

Золото

Возраст наиболее древних золоторудных месторождений превышает 3,0 млрд лет. Временное распределение важнейших месторождений в докембрии, исключая руды Витватерсранда, указывает на три возвратных этапа формирования большинства жильных месторождений золота, примерно 3,1; 2,7 — 2,5 и 2,1 — 2,7 млрд лет. Образование их связано с деформированием и метаморфизмом блоков земной коры вблизи главных коровых структур. Эти этапы отвечают стадиям стабилизации зеленокаменных поясов первой, второй и, наконец, завершению развития складчатых поясов раннего протерозоя.

Данные определения относительного возраста докембрийских золоторудных месторождений поразительно напоминают возрастные пределы эпизодичес-

кого роста первичной континентальной коры. Они образуют дискретные периоды конвективного течения в мантии и максимального наращивания основания литосферы. Периоды после 1,8 млрд лет отражают снижение такой мантийной активности и растущее влияние тектоники плит на эволюцию коры и рудообразование.

В условиях формирования ранних зеленокаменных поясов при преобладании процессов плюмтектоники, широкое развитие имеют стратиформные прожилково-вкрапленные месторождения золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и генетически связанных с ними золото-железисто-кварцитовых типов руд.

С формированием позднеархейских-раннепротерозойских зеленокаменных поясов в плейттектонических обстановках спрединга и субдукции, появляются золоторудные месторождения новых генетических типов: золото-колчеданные, золоторудные «порфировые» и колчеданно-полиметаллические. На заключительных стадиях становления зеленокаменных областей, в коллизионных обстановках и завершающей кратонизации, в условиях широкого развития сдвиговых, складчато-надвиговых деформаций, метаморфизма и гранитизации, формируются регенерированные золото-кварцевые месторождения жильного типа. Раннепротерозойская металлогения так же ознаменовалась формированием золото-урановых месторождений в конгломератах наложенных бассейнов, в фундаменте которых прослеживаются зоны зеленокаменных поясов.

Главными геолого-промышленными типами золоторудных месторождений, в которых локализовано около 80% мировых общих запасов являются: Пирит-кварцевые руды в зеленокаменных поясах архея (6,8%); тонкого золота в железистых кварцитах раннего докембрия (>5,0%); Уран-золоторудные кварциты раннего протерозоя (~36,5%); Пирит-арсенопирит-кварцевые руды в углеродистых породах песчано-сланцевых формаций рифея — раннего палеозоя (10,8%), Эпитермальные золото-серебряные и золото-теллуровые руды в вулканогенно-тектонических постройках фанерозоя (12,2%); Руды зоны окисления в породах терригенно-карбонатных и карбонатных фор-

маций — тип Карлин (5,6%); Россыпные месторождения золота (~4,0%). Примерно 10% общих мировых запасов золота заключено в комплексных рудах иных типов. Главными из них являются месторождения медных и полиметаллических руд.

Серебро

Серебро получают на 70% попутно из руд цветных металлов (меди и полиметаллов) и только 30% из собственно серебряных руд (в них концентрация серебра составляет 100 — 200 г/т и более). Мировое производство Ag в 2000 — 2002 гг. достигло 13 — 14 тыс. т в год. Ведущую роль по ресурсам занимают: сереброрудные вулкано-плутонические формации молодых окраинных зон субдукции и коллизии (60 — 70%) и бассейновые формации разного возраста (~ 20%). Остальная масса металла приходится в основном на колчеданные месторождения.

Промышленные месторождения стали формироваться в связи с развитием в зеленокаменных поясах более поздних верхнеархейских лав среднего и кислого состава, а также в связи с ранней кеноранской гранитизацией. Мощный импульс докембрийского серебряного оруденения приходится на 2 млрд рубеж, когда в провинции Кобальт образовывались бассейновые и стратиформные серебряные полиметаллические руды в верхне-протерозойских рифтовых системах. Основная сереброрудная эпоха в PCm 1,7 — 0,6 млрд лет. Для Ag и Au — полиметаллических месторождений характерна металлогеническая унаследовательность, проявляющаяся по вертикали в наложении нескольких сереброносных эпох. Это типично для рудных позднефанерозойских поясов (Мексика). По латерали наблюдается смена золотых в центральных частях длительно развивающихся рудоконтролирующих структур — серебряными на их периферии.

Для сереброносных месторождений и рудных полей типична их структурная связь с областями активизации сводовых поднятий. В осевых частях сводов развиваются плутоногенные формации Au и Ag, а в периферических — вулкано-плутонические и вулканические формации серебросодержащих полиметаллических руд (в Mz и Kz). Обогащению месторождений способствуют про-

цессы метаморфизма и плутоно-метаморфизма. Максимальные концентрации Ag отмечаются в верхних структурных зонах месторождений и на периферии рудных тел и зон.

Для серебра характерна диахронность распределения главной массы металла в конце докембрия и в конце фанерозоя. В PCm металл поступал из первичных приповерхностных участков коры, а в конце фанерозоя Ag мигрировало по разломам из нижней части коры и из очагов верхней мантии. В обоих случаях важную роль играли процессы рециклинга.

Металлогения основных типов геодинамических обстановок земной коры

С учетом работ Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева, О. Г. Сорохтина, Д. В. Рундквиста, Н. В. Межеловского, В. Е. Хаина, Н. А. Богданова, В. А. Ермакова и многих других ученых для металлогении наиболее целесообразно охарактеризовать четыре основных группы геодинамических обстановок, существующих на нашей планете: океанская, субдукционная, колизионная и внутриплитная континентальная. Конечно, этим списком далеко не исчерпывается все многообразие геодинамических обстановок, влияющих на развитие земной коры и образование полезных ископаемых. Из всего многообразия выявленных обстановок мы выбрали только наиболее существенные и лучше всего изученные.

Океанские обстановки

К этой группе относятся срединно-океанические хребты, абиссальные впадины, межконтинентальные рифты, спрединговые окраинные моря и пул-апарт бассейны.

Срединно-океанические хребты. Главным типом рудных проявлений хребтов являются сульфидные залежи, впервые открытые в 1977 году в Галапагосском хребте. С этого времени уже более четверти века они пристально изучаются геологами ведущих стран мира: Россией, США, Францией и Англией. Наиболее существенный вклад в их исследование внесли: Л. П. Зо-

неншайн, П. А. Рона, А. П. Лисицин, С. Т. Краснов, Р. С. Детрик, И. Фуке, Р. А. Милс, С. Лалу (С. Lalou) и др. Согласно представлений Ю. А. Богданова в срединно-океанических хребтах имеется два типа сульфидных полей: 1) связанный с очагами базальтовой магмы и 2) ассоциирующий с серпентинитами.

Первый тип наиболее распространен в срединных хребтах Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Как правило, формирование залежей здесь протекает в сегментах хребтов, характеризующихся повышенной скоростью спрединга из высокотемпературных (300—350°) гидротермальных источников. По системам трещин морская вода достигает магматической камеры, нагревается и преобразуется в минерализованный гидротермальный раствор, насыщенный солями и хлоридными комплексами рудных металлов, образованными выщелоченным из экструзивных базальтов, дайковых долеритов и привнесенных морской водой элементов. Флюид, имеющий температуру свыше 400 °С, устремляется вверх и в придонных горизонтах соприкасаясь с морской водой формирует сульфидные постройки разнообразных морфологических типов.

В результате слияния отдельных построек, их брекчирования и процессов уплотнения минеральной массы формируются линзообразные природные залежи, сложенные пиритом, пирротином, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, гетитом, оксидами железа и ангидритом. Со стороны лежачего бока к ним примыкают брекчии гидротермалитов: сульфидов, сульфидно-ангидритовых и сульфидно-кремнистых образований, окремненных и хлоритизированных базальтов.

Второй тип открыт в пределах Срединно-Атлантического хребта (в 1995 г. гидротермальное поле Логачев и в 1997 г. поле Рейнбоу). Особенностью этого типа является то, что гидротермальная система и собственно сульфидное рудоотложение здесь протекают в пределах низкоспрединговых хребтов, где отсутствуют локальные магматические камеры и весь разрез коры сложен твердыми породами. Тектонические процессы их дробят, создаются проницаемые трещиноватые зоны, по которым морская вода проникает в низы коры — верхи мантии. Происходит серпентизация

ультрабазитов. Увеличивается их объем, что приводит к подъемам блоков внутреннего рифта и формированием аномально высоких краевых уступов. Протрузии серпентинитов выдавливаются на океаническое дно.

В результате всех этих процессов в глубинных зонах хребтов возникают рудоносные флюиды, существенно отличающиеся от гидротермальных растворов сульфидоносных систем первого типа. Они более высокотемпературны, в сульфидных рудах в равной степени и в повышенных концентрациях развиты минералы меди и цинка, в качестве примесей аномальные содержания кобальта и никеля, присутствуют в гидротермальных образованиях абиогенные углеводороды.

Масштабы накопления сульфидных руд в срединно-океанических структурах огромны. Хотя в массивные залежи отлагаются только 1—3% поставляемого на дно океана гидротермального вещества, но для активных полей это составляет 200—300 т в год. В низкоспрединговых хребтах (скорость спрединга менее 6 см/год) за время одного цикла 5—10 тыс. лет формируется залежь в несколько млн тонн. Однако в отдельных структурах залежь формируется 50—100 тыс. лет и достигает размера в 10 млн тонн. В высокоспрединговых хребтах залежь образуется в течение десятков — сотен лет и по размерам не превышает 1 млн т. Какова же рудоносность срединно-океанических хребтов? На низкоспрединговом Срединно-Атлантическом хребте на отрезке в 2500 км предполагается существование одного активного поля на каждые 175 км.

Наиболее близкими палеоаналогами современных сульфидных проявлений срединно-океанических хребтов являются колчеданные месторождения Кипрского типа. К нему относятся серно-медно и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недефференцированной базальтовой субформацией, характерной для коры океанического типа. Примерами могут служить месторождения рудных районов Ньюфаундленда (Канада) и о. Кипр.

Абиссальные впадины. Абиссальные впадины или ложе океанов в форме плоских поверхностей располагается на глубине от 3 до 6 км. В их пределах мощность осадочного слоя достигает 1 км. По составу это кремнистые и известняковые илы и глины. Наиболее важ-

ным полезным ископаемым, развитым во впадинах, являются железо-марганцевые конкреции. К самым значительным относится обширная металлогеническая Центрально-Тихоокеанская провинция. Наиболее изучено и даже разведано рудное поле Кларион-Клиппертон, отличающееся высокой продуктивностью. В его пределах отмечается плотность конкреций до 14 – 22 кг/м^2. Помимо железа и марганца высокую ценность в рудной массе имеют повышенные концентрации никеля, кобальта и меди. Установленные огромные ресурсы полиметаллических конкреций в абиссальных впадинах современных океанов не имеют аналогов в истории нашей планеты.

Межконтинентальные рифты. Межконтинентальные рифтовые зоны представляют собой широкий ряд геологических структур, возникающих в условиях земной коры и литосферы. Согласно представлениям Ю. Г. Леонова, В. Н. Москалевой, Б. А. Марковского и других, возникновение подобных рифтовых зон обусловлено глобальными процессами развития Земли и ее геодинамики. Периодически возникающие сдвиго-раздвиговые глубинные нарушения в случае континентальной плиты формируют линейные зоны ранних стадий раскрытия океанических бассейнов. Близкие по морфологии структуры возникают, когда расколы срединно-океанических хребтов проникают в пределы континентальных плит и образуют долгоживущие рифтовые структуры.

В качестве типичных современных межконтинентальных рифтов большинство исследователей считают рифт Красного моря, расколовшего в миоцене Африкано-Аравийский континент и Калифорнийский рифт, расположенный на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия (Г. Ю. Бутузова, 1998; Основы металлогенического анализа. 1995). С Красноморским рифтом связан Красноморско-Аденский металлогенический пояс протяженностью около 2000 км и шириной 50 – 200 км. Эта структура возникла на позднепротерозойском складчатом фундаменте в результате раздвижения Аравийской и Африканской литосферных плит. В развитии структуры выделяют 2 этапа. Первый олигоцен-миоценовый привел к образованию эвапоритового бассейна с 5 – 7 км толщей соленосных отло-

жений. В это время происходило утонение континентальной коры и формирование свинцово-цинковых проявлений на западном побережье Красного моря. В следующий плиоцен-четвертичный этап произошел раскол континентальной коры и стали образовываться локальные глубоководные (1,5 – 2,5 км) депрессии с активным вулканизмом и гидротермальной деятельностью. Фрагментарно возникла кора океанического типа. В настоящее время выявлены и изучены более 25 разномасштабных впадин, из которых с позиции наличия значительных полиметаллических проявлений интерес представляют впадины Атлантис-2, Дискавери, Чейн, Суакин и Судан.

Спрединговые окраинные моря и пулл-апарт бассейны. Металлогения этих структур обусловлена процессами, сопровождающими отделение микроконтинентов от континентов. Развитые здесь гидротермальные системы связаны с очагами магм, контаминированных коровым материалом, и имеющими изменяющийся базальт-андезит-риолитовый состав.

Выделяют задуговые, междуговые и внутридуговые бассейны. Основным движущим механизмом их формирования служит высокий тепловой поток. Окраинные моря обычно развиваются в течение 10 – 20 млн лет и никогда не превращаются в океаны. По данным Ю. А. Богданова наиболее распространенные задуговые бассейны на ранних стадиях своего развития характеризуются активными проявлениями бимодального базальт-риолитового магматизма. По мере раскрытия бассейна вулканизм приобретает базальтовый тренд.

Особый интерес для металлогении представляют зоны спрединга с трансформными разломами, расположенными перпендикулярно к островным дугам и континентальной окраине. Весь этот структурный парагенезис формируется на коре океанического типа в обстановке растяжения при сдвиго-раздвиговых перемещениях. Возникшие в подобных условиях глубоководные впадины получили название «пулл-апарт бассейнов». Современными примерами таких структур являются прогибы западной окраины Тихого океана — Лау (Северо-Фиджийский бассейн), Окинава (Восточно-Китайское море), Андаманская впадина. На-

иболее продуктивные рудоносные гидротермальные системы функционируют в начальные моменты формирования задуговых спрединговых зон.

Палеоаналогами таких структур на континентах могут служить широко распространенные с раннего докембрия некоторые мобильные пояса, содержащие вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения. К ним можно отнести Сибайский и Учалинско-Верхнеуральский рудные районы, где месторождения локализованы в эйфельских троговых структурах задугового бассейна (Б. И. Серавкин, 2001). Другим примером может служить среднепалеозойский Пиритовый пояс Испании и Португалии, формировавшийся в режиме растяжения. Для него характерны колчеданные месторождения, бимодальный базальт-риолитовый вулканизм, развитие локальных рифтовых впадин и глубоководные фации осадочных пород.

С пулл-апарт бассейнами ряд исследователей (Р. Хелль, А. Митчелл, Белль, 1973; Ковалев, 1988 и др.) связывают формирование стратиформных эксгаляционно-осадочных редкометальных (уран, молибден, олово) и обогащенных редкими и редкоземельными элементами железорудных месторождений. Хотя в современных океанических обстановках коротких систем спрединга с трансформными разломами редкометального оруденения пока не обнаружено, но ряд признаков на крупных древних месторождениях позволяет считать, что они образовались в условиях именно пулл-апарт бассейнов. Прежде всего, такие уникальные и очень крупные месторождения шеелитовых и молибден-шеелитовых руд как Тырныауз, Лермонтовское (Россия), Сангдонг (Южная Корея), Кинг-Айленд (Австралия), локализованы в базальтоидах верхней части океанической коры или в перекрывающих их терригенно-карбонатных толщах, где отмечается пластовая форма залегания рудных тел и текстурно-структурные признаки руд, указывающие на их эксгаляционно-осадочное происхождение. Согласно модели, разработанной А. А. Ковалевым, в глубоководных впадинах над спрединговыми центрами образуются продуктивные осадочные толщи (слой I) с эксгаляционно-осадочным оруденением. Гидротермальная система была вызвана аномальным тепловым потоком,

связанным с астеносферной магматической камерой. Рудообразование протекало в подошве и кровле слоя I (аргиллиты, кремнистые сланцы), на разных уровнях залегающей выше известняково-доломитовой с прослоями сланцев толщи. В зависимости от металлогенической специализации магматического очага и масштабов выщелачивания флюидными потоками рудных элементов из донных осадков формировался следующий ряд месторождений (в направлении от базальтового слоя II океанической коры к поверхности) :

Fe (Mo, W, Sn) → Mo, W → Fe, Nb → W, Sn → Sn (Pb, Ag, Zn) → Sn → W, Sb, Hg.

Обычно выделяют два этапа формирования месторождений. Первый связан с океанической стадией эволюции литосферы; второй протекал через десятки и сотни миллионов лет при субдукционных и коллизионных процессах. В итоге, наряду с первичными эксгаляционно-осадочными рудами возникали более поздние регенерированные гидротермальные жилы и штокверки, базальтоиды преобразовывались в зеленые сланцы, а терригенно-карбонатные породы в роговики и скарноиды.

Таким образом, в обстановке спрединговых окраинных морей возникали две группы месторождений: колчеданные в малоглубинных рифтогенных структурах и редкометально-редкоземельные в пулл-апарт бассейнах. Колчеданные месторождения формировались на глубинах 1,5—3 км, редкометально-редкоземельные 4—5 км. В более глубинной эксгаляционно-гидротермальной системе кроме хлоридной существенную роль играла углекислая составляющая. В связи с этим флюиды активно выщелачивали и переотлагали на океаническом дне большие массы алюмосиликатов, кремнезема, карбонатов и рудных компонентов (шеелита, молибденита и др. минералов).

Цепи вулканических островов и гайоты. В океанах выявлены асейсмичные линейные цепи вулканических островов и хребты с подводными горами протяженностью до нескольких тысяч километров (Гавайские о-ва и Лейн-Туамоту Тихом океане, Восточно-Индийский в Индийском, хребты Китовый и Рио-Гранде

в Атлантике). Их генезис большинство исследователей связывают с гипотезой горячих точек, согласно которой вулканические острова и подводные горы формировались при перемещении литосферных плит над фиксированными друг относительно друга мантийными струями.

Одним из важных морфологических элементов Мирового океана являются плосковершинные подводные горы — гайоты, наиболее широко развитые в западной части Тихого океана и образовавшиеся во время апт-альбской морской трансгрессии. Основная масса гайотов представляет собой древние вулканы со срезанными вершинам, на которых развиты мелководные обломочные известняки с коралловой и рудистовой фауной. Их плоские поверхности располагаются на глубинах 1200—1500 м (гайоты архипелагов Гавайи и Лайн, Мидпасифик и Магеллановых гор, хребта Ратак, поднятия Уэйк и др.).

На пассивных океанических хребтах и подводных горах широко распространены кобальтоносные железомарганцевые корки и конкреции. Иногда эти образования формируют совместные комплексные месторождения, уникальные по запасам и концентрации полезных компонентов. Кобальбогатые железомарганцевые корки и конкреции Мирового океана — уникальное явление в геологической истории нашей планеты. Данное масштабное формирование этих минеральных образований происходило полигенерационным способом в интервале времени 54,0—0,0 млн лет. В пределах старых океанических плит (поздняя юра — ранний мел) выделяют позднепалеоценовую-раннеэоценовую, средне-позднеэоценовую, миоценовую и плиоцен-четвертичную генерацию рудного вещества. Рудные провинции, узлы и месторождения приурочены к внутриплитным вулканотектоническим поднятиям с системами подводных гор и разделяющих их впадин. На горах образуются корки, во впадинах — конкреции. Мощность корок 1—12 см, максимальная зафиксированная 24 см. В составе корок выделяют основные (Co, Ni, Mn) и попутные (Fe, Cu, Mo, Pt, La, Ce, Y) рудные компоненты. Рудные залежи имеют комбинированную кольцевую и ленточную формы, опоясывая подводные горы концентрическим плащом. Рудные тела разнообразны по

своим размерам: протяженность их может достигать десятки километров, а ширина первых километров.

Гидрогенная природа корок обосновывается содержаниями редких и редкоземельных элементов (Rb, Sr и их изотопы), которые идентичны составам морской воды.

Гальмиролитическая гипотеза базируется на представлении о том, что основным источником металлов в корках и конкрециях являются коренные породы, подвергавшиеся подводному выветриванию (гальмиролизу) (М. Е. Мельников и др.). Источником Fe и Ni были базальты, а Mn, Co, Cu известняки и карбонат содержащие породы. Медь поступала также из осаждающегося карбонатного планктона.

Фосфориты и фосфоритсодержащие породы. Данный вид полезных ископаемых широко распространен на подводных горах и хребтах. Наиболее изучены в Тихом океане, где образуют две провинции — Мидпасифик и Гавайскую. Фосфориты ассоциируют с карбонатными и вулканическими породами, имеют от мелового до плейстоценового возраст и приурочены к вершинам и склонам гор и гайотов. Встречаются в интервале глубин 350 — 4250 м. Сложены в основном фторкарбонатапатитом. Источником фосфора служили остатки органического вещества фораминифер наннопланктона и кости рыб, обогащенные фосфатом. Иловые воды просачивались в рифовые известняки и базальты субстрата, производя их метасоматическую фосфатизацию. Совместное залегание железомарганцевых и фосфатовых корок существенно повышает экономическую значимость этих месторождений. Общие потенциальные ресурсы фосфоритов в Мировом океане составляют 316,6 млрд тонн. Из них 89 % выявлены в Тихом океане, где главная масса запасов сконцентрирована в Центрально-Тихоокеанской мегапровинции. Освоение минеральных ресурсов подводных гор и гайотов Мирового океана относится к первоочередным задачам. Это связано с рядом геолого-экономических факторов: большие запасы и высокие содержания ряда полезных компонентов — Co, Mn, Ni, Cu, P, REE (РЗЭ); относительно небольшие глубины залегания; ограниченные экологические последствия и высокая рентабельность разработок.

Субдукционные обстановки

В современном понимании зоны субдукции возникают в местах, где океаническая литосфера пододвигается под континентальную. Здесь в обстановке глобального сжатия сходятся литосферные плиты. В группу субдукционных обстановок входят два типа островных дуг (энсиматические, энсиалические) и активные окраины континентов.

Энсиматические островные дуги. Этот тип островных дуг образовался на океанской коре и протягивается вдоль зон субдукции на сотни и тысячи километров. В поперечном сечении они состоят из следующих структурных элементов (в направлении от субдуцирующей океанской плиты) — глубоководного желоба, аккреционной призмы, перерыва сплошности в верхней части склона желоба, фронтальной дуги и вулканической цепи активного краевого бассейна, остаточной дуги и неактивного краевого бассейна (Д. Карич, 1975). Современными энсиматическими дугами являются: Марианская, Бугенвильская, Рюкю в Тихом океане; Карибская, Скоша в Атлантическом.

В развитии дуг выделяют два этапа. Для первого характерно формирование желоба со стороны океана, для второго заложение нового желоба со стороны окраинного моря и столкновение дуги с пассивной окраиной. В результате всех этих процессов образуются высокотемпературные гидротермальные меднопорфировые месторождения с золотом и теллуридами, которые ассоциируют с субдукционными кварцевыми диоритами и субвулканическими андезитами. С энсиматическими дугами связаны также магматические хромитовые и гидротермально-осадочные медно-цинковые месторождения, возникшие ранее в системах срединно-океаническмх хребтов. Среди палеоаналогов отмечают магнетитовые скарноидные месторождения, возникшие в островодужную стадию как вулканогенно-осадочные месторождения, а позже преобразованные в скарноидные руды. Примерами могут служить многочисленные палеозойские месторождения Среднего Урала (Северное, Естюнинское и др.).

Энсиалические островные дуги. Формируются при раскрытии спрединговых окраинных морей, при кото-

ром происходит отторжение от континентов крупных блоков, частичное их дробление и проникновение по разломам в тело микроконтинентов известково-щелочной или щелочной гранитоидной магмы. В современной структуре Земли примерами таких дуг могут служить Японская и Ново-Зеландская. К палеоаналогам относят палеозойские Мугоджарский, Рудноалтайский, Чешский, Центрально-Французский, Омолонский и другие микроконтиненты.

В отличие от энсиматических островных дуг энсиалические в большей степени обогащены коровыми рудными компонентами. Для них типичны вулканогенно-осадочные месторождения типа Куроко, содержащие высокие концентрации свинца, цинка, меди, серебра, золота и ряда других элементов. Эти месторождения ассоциируют с дифференцированной субмариной базальт-липаритовой субформацией. Широко развиты золото-серебряные (с теллуридами) месторождения, также связанные с субдукционной известково-щелочной магмой. В меньшей мере в связи с вулканической деятельностью отмечаются месторождения самородной и колчеданной серы, ксенотермальные гипсы с редкими металлами и горячие минеральные источники.

Активные окраины континентов. Выделяют два типа окраин — кордильерский и андийский. *Кордильерский* образуется при вовлечении в субдукционный процесс пассивных окраин континентов с мощной терригенно-карбонатной толщей. Этот тип характерен для ордовикских структур северо-западных Аппалачей, мезозойских Кордильер западной окраины Северной Америки, современной структуры южной части Аляски на сочленении с Алеутской островной дугой и ряда других геодинамических обстановок. *Андийский тип* возникает, когда под мощную континентальную окраину с большой скоростью под пологим углом пододвигается молодая океаническая кора. Для этого типа характерен четко выраженный глубоководный желоб. Примером такой обстановки может служить западная окраина Южной Америки. Древним аналогом андийского типа, по мнению А. А. Ковалевой, является значительная часть южной окраины Евразийской плиты в позднем палеозое.

Для активных окраин континентов характерна поясовая металлогеническая зональность. В *кордильерском типе* в направлении от океана к континенту выделяются субмеридиональные пояса: 1) ртутный (месторождения Нью-Идрия, Нью-Альмаден и др.); борный (вулканогенно-осадочные месторождения (Крамер, Серс-Лейк, Аскотан и др.)); 3) медно-порфировый (Юта-Коппер, Бингем); 4) свинцово-цинковый жильный и контактово-метасоматический (с Ag, Cu, Au) (Керр д'Ален, Тинтик, Парк-Сити и др.); 5) урановая и урановано-ванадиевая провинция в стабильном блоке плато Колорадо, сложенном красноцветными формациями пермско-мелового возраста (Амброзия-Лейк, Джекпайл и др.); 6) кварц-молибден-вольфрамовый (Клаймакс) и 7) золоторудный (тип Карлин) в карбонатных толщах.

Для *андийского типа* металлогеническая зональность (от океана вглубь континента) представлена следующими поясами: 1) ртутным (Санта-Барбара в известково-сланцевой формации мезозоя); 2) скарново-магнетитовым (Эльгаробо, Ромелан и др. на контактах тоналит-гранодиоритовых мезозойских батолитов и Эль Лако, ассоциирующее с позднечетвертичными андезитовыми вулканитами); 3) марганцевым стратиформным в меловых вулканогенно-осадочных толщах; 4) медно-золотым и серебряным жильным, связанным с известково-щелочными юрскими и меловыми батолитами (Тамая, Карризал-Альто и др. в Чили); 5) медным стратиформным (тип Манго), приуроченным к вулканогенно-осадочным толщам юрско-палеогенового возраста (Буэна-Эсперанда, Эль-Сальвадор и др); 6) медным и медно-молибден порфировым, связанным с миоценовыми штоками монцонитового состава (Чукикамата, Эль-Тениенте, Эль-Сальвадор, Токепала и др.); 7) медно-свинцово-серебряным жильным и контактово-метосоматическим, ассоциирующим с третичными андезит-диоритовыми и дацит-тоналитовыми штоками; 8) медным и урано-ванадиевым стратиформным в палеоген-неогеновых красноцветных отложениях типа моласс. Прослеживается от Аргентины до Боливии (Корокоро, Чекарилла, Эль-Сухо, Тиногаста и др.); 9) оловянно-вольфрамовым и оловянно-серебряным, включающим широкий спектр геологических

обстановок от контактов с мезозойскими гранитоидами до приуроченности к штокам неогеновых субвулканических дацитов, где оруденение представлено порфировым типом (Лалагуа, Потоси, Чокая, Авикая, Оруро, Хуалуни и др.).

Коллизионные обстановки

Литосферные плиты при схождении образуют разнообразные типы коллизионных обстановок (столкновение островной дуги с континентальной окраиной, двух континентальных окраин — активной и пассивной, двух островных дуг, двух активных континентальных окраин и ряд других редких типов). Основным, наиболее распространенным, вариантом в геологической истории Земли является режим, когда *сталкиваются континент с активной окраиной и островной дугой с пассивной окраиной другого континента*. В результате сначала происходит скучивание и утолщение литосферы до 60—80 км, возникают мощные шарьяжи, формируются внутриконтинентальные складчатые пояса. В образовавшихся коллизионных зонах наблюдается чередование покровно-складчатых поясов, межгорных и остаточных впадин, вулканических поясов и цепочек гранитоидных батолитов. Именно эти зоны являются главной причиной складчатости и образования тектонических покровов. Индикаторами коллизионных зон служат покровно-складчатые структуры, офиолитовые пластины, гранито-гнейсовые купола, палингенные гранитные батолиты, олистостромы, молассы.

В металлогеническом отношении наиболее исследованы и значимы четыре геодинамических обстановки: *1) зоны скучивания океанической коры, 2) столкновения островной дуги с континентом, 3) столкновения микроконтинентов с континентом и 4) коллизия континентов*.

Зоны скучивания океанической коры образуются обычно в спрединговых окраинных морях при их закрытии и имеют надвиговое и покровно-шарьяжное строение. Выделяют три структурно-металлогенические зоны. Первая связана с начальной фазой закрытия окраинного моря, а две других с заключительными

стадиями этого процесса. В раннюю стадию в первой зоне формируются Ni-Co латеритные залежи (Н. Каледония, Ю. Урал) и, в ассоциации с черносланцевой формацией, урановое оруденение (Шмерхау (Германия)) и аномальные концентрации Au, W, V, Mo и других элементов.

Вторая зона *(столкновения островной дуги с континентом)* приурочена к нижним и средним покровам и шарьяжам. Здесь формируется три группы месторождений: 1) стратиформные залежи и сопряженные с ними штокверки Hg, Hg-Sb и Sb оруденения, представленные двумя типами — джаспероидным и лиственитовым (Южно-Ферганский пояс (Узбекистан), Сигуаньшань (Китай)); 2) стратиформные руды в кварцитах (Альмаден (Испания)); 3) золотое оруденение, часто с мышьяком в терригенно-черносланцевых толщах (Мурунтау (Узбекистан), Бендиго (Австралия)).

Третья зона *столкновения микроконтинентов с континентом* локализована в верхних покровах и шарьяжах и связана с тектонической обстановкой столкновения молодой океанической коры. Здесь формируются залежи хромитов и медно-цинковых колчеданных руд (Н. Каледония, Ю. Урал).

Обстановки *столкновения островной дуги с континентом* представлены тремя структурно-металлогеническими зонами, которые располагаются соответственно на надвинутой островной дуге, в шовной зоне и на активизированной пассивной окраине континента.

На надвинутой островной дуге формируются гидротермальные золото-серебряные с марганцем, свинцом и медью жильные месторождения, ассоциирующие с субвулканическими порфировыми интрузиями дацитового и андезитового составов (Мороуб (Папуа-Новая Гвинея)).

В шовной зоне выводятся на дневную поверхность в складчатых комплексах месторождения альпинотипных хромитов, колчеданные и марганцевые залежи вулканогенно-осадочного происхождения.

На активизированной пассивной окраине континента в связи с малыми интрузиями кварцевых диоритов и кварц-латитов возникают медно-порфировые,

обогащенные золотом месторождения (Маунт-Фьюбилайн, Папуа-Новая Гвинея).

Обстановка столкновения микроконтинента с континентом характеризуется одной ярко выраженной структурно-металлогенической надвиговой зоной на пассивной окраине континента. Здесь образуется три группы месторождений: 1) оловянные и вольфрамовые грейзеновые и пегматитовые в надинтрузивных зонах коллизионных гранитоидов (Верхоянская группа, главный оловянный пояс Малайзии); 2) золото-кварцевые жильные плутоногенные гидротермальные (рудные районы Верхоянья); 3) уран-молибденовые и молибден-урановые гидротермальные в вулканогенных толщах (кислого состава) и гранитоидах (Стрельцовское, Тулукуевское, Восточное Забайкалье).

Столкновение континентов происходит по двум основным вариантам — гималайскому и кавказскому. *Гималайский тип* характеризуется надвиганием активной окраины одного континента на пассивную окраину другого. В этом случае в шовной зоне столкновения в офиолитовых блоках формируются метаморфогенные магнезитовые, тальковые и сидеритовые месторождения. В покровах океанической коры в ассоциации с базальтоидами развиты медно-цинковые колчеданные, а в связи с основными и ультраосновными интрузиями, хромитовые руды. На пододвигаемой пассивной окраине в терригенных толщах образуются гидрогенные урановые месторождения (Сивалик, Гималаи). Кавказский тип формировался в постмеловое время в эпоху закрытия океана Тетис. В процессе надвигания Восточно-Европейской плиты на пассивную окраину Иранской плиты. На поглощаемой плите с океанической корой возникают марганцевые вулканогенно-осадочные (Чиатура (Грузия)) и гидрогенные месторождения медистых песчаников (Ферганский бассейн).

Внутриплитные континентальные обстановки

Внутриплитные процессы включают геологические события, предшествующие началу тектонического цикла Уилсона, его развитию и завершению. Они активно проявляются в пяти основных типах геодинами-

ческих обстановок: *1) полей интрузий внутриплитной активизации (горячих точек), 2) континентальных рифтов и трапповых провинций, 3) пассивных континентальных окраин, 4) авлакогенов, 5) осадочного чехла платформ.*

Горячие точки представляют собой поверхностное выражение струй мантийного вещества. На платформах это изометричные области размером несколько сотен километров, в пределах которых концентрированно проявился базальтоидный магматизм. На плитах с океанической корой это цепи вулканических островов, подводных гор и плато.

Области интрузий на континентах представлены четырьмя типами структурно-металлогенических зон: 1) кимберлитовые и лампроитовые трубки, дайки и штоки (ЮАР, Якутия, Австралия и др.); 2) ультрабазито-щелочные интрузии (карбонатитовые апатит-магнетитовые месторождения с флогопитом, вермикулитом и флюоритом (Ковдор, Кольский п-ов); Nb, Nb-Ta, TR, Th, U, Mo, Cu карбонатитовые поля (Чилва (Малави), Ока (Канада), Палабора (ЮАР); магматогенная платиноидная минерализация (Кондер, Инагли, Алданский щит)); 3) интрузии щелочных гранитов. С ними ассоциируют оловоносные грейзены и плутоногенные гидротермальные жильные Nb, Ta, W месторождения (плато Джос (Нигерия), Рондония (Бразилия)). 4) Интрузии нефелиновых сиенитов, с которыми ассоциируют апатитовые месторождения (Хибины (Кольский п-ов)).

Цепи подводных гор и плато на океанических плитах. С ними связано два типа структурно-металлогенических зон. 1) Вершины и склоны гайотов. Здесь формируются гигантские запасы с промышленными концентрациями кобальтоносных железомарганцевых корок, конкреций и фосфоритов (Западно-Тихоокеанская провинция). 2) Подводные вулканические постройки с медно-цинковой колчеданной минерализацией (г. Лоиха (Тихий океан)).

Континентальные рифты и трапповые провинции. Тектонические режимы растяжения, приводящие к разрывам континентальных литосферных плит, формируют разномасштабные рифтовые зоны протяженностью до сотен и тысяч километров. К наиболее круп-

ным рифтовым системам относятся Африкано-Аравийская (6500 км), Байкальская (2500 км) и Рейнская (600 км).

В металлогеническом отношении наибольший интерес представляют межматериковые рифты и рифтовые зоны континентов, а также сопряженные с ними трапповые провинции. В осевых зонах межматериковых рифтов в локальных впадинах в рассолах и металлоносных осадках накапливаются промышленные запасы меди, цинка, серебра и других металлов (Красное море). В рифтовых зонах континентов наиболее значительное оруденение связано с базит-ультрабазитовыми расслоенными интрузиями. В подобной геодинамической обстановке формировались крупнейшие в мире медно-никелевые с платиноидами магматические ликвационные металлогенические провинции (Норильская (Сибирская платформа), Печенга (Кольский п-ов)). Возникали уникальные платиноидные месторождения в хромит-никеленосных с медью горизонтах в расслоенных комплексах (Бушвельд (ЮАР), Великая Дайка (Зимбабве)). С трапповыми покровами связаны месторождения исландского шпата (Сибирская платформа); драгоценных камней (рубины и сапфиры) (Кампучия и Тайланд); эксплозивно-эксгаляционные скарноидные железорудные месторождения (ангаро-илимский тип (Коршуновское, Рудногорское и др.)).

Пассивные континентальные окраины

Среди многообразия вариантов пассивных континентальных окраин выделяют три основных типа: эпирифтогенный, эпитрансформный и эписубдукционный (И. И. Абрамович, В. Н. Зелепучин (1997); А. А. Ковалев, Е. И. Леоненко (1995); Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин и др. (1998)).

Наиболее распространенными, как в современных, так и в палеоструктурах Земли является первый эпирифтогенный тип. Его часто называют пассивной окраиной континентов Атлантического типа. В плане это широкая переходная от континента к океану полоса шириной сотни — первые тысячи километров, имеющая зональное строение (край континента, шельф,

континентальный склон и его подножие). Восточная окраина Северной Америки, как наиболее изученный пример подобной обстановки, в приконтинентальной части представлена триасовыми грабенами, выполненными красноцветной молассой и базальтами. Их перекрывает серия осадочных пород мощностью до 12 км, имеющая возраст от юры до современного. В прибрежной части окраины развиты мелководные известняки триас-юрского возраста. Здесь же в юрско-меловое время возник барьерный риф. В направлении к континентальному склону карбонатные фации сменяются турбидитами. Последние переслаиваются с пелагическими илами. Главный геодинамический процесс на пассивной окраине — медленное прогибание, накопление терригенно-карбонатных толщ и внедрение базитовой магмы на ранних стадиях.

Выделяется три структурно-металлогенические зоны: 1) шельф и континентальный склон, 2) прибрежная часть шельфа, 3) субаэральная (пляжная) зона. На *шельфе и континентальном склоне* формируются: 1) свинцово-цинковые месторождения в карбонатитных комплексах (Сардана (Сибирь), долина Миссисипи (США)); 2) баритовые и флюоритовые залежи в карбонатных толщах (Пакистан, Бирма); 3) пластовые фосфориты в кремнисто-карбонатных отложениях (Каратау, Южный Казахстан, Марокко); 4) нефтегазовые месторождения в терригенно-осадочных формациях. В *прибрежной части шельфа* формируются прибрежно-морские россыпи алмазов, монацита, титановых минералов, магнетита, благородных металлов и олова (Богенфельс (Намибия), Стратборг (Австралия), Траванкур-Кочин (Индия) и др.). В *субаэральной зоне* образуются средние и мелкие россыпи золота, платиноидов, алмазов и других тяжелых минералов.

Авлакогены. Органически в структуру пассивных окраин континентов вписываются недоразвившиеся ветви рифтов, представляющие собой одну из ветвей тройного сочленения при рифтогенезе. Они выполнены мощными терригенными и терригенно-карбонатными толщами, в низах разреза содержащими силы и дайки основных магматитов и прослои вулканических пород. Авлакогены часто трассируют крупные речные системы (Миссисипи, Амазонка, Нигер, Замбези,

Лимпопо, Рейн). Ярким примером палеоавлакогена является Днепрово-Донецкая структура. Важным элементом строения авлакогенов служат конуса выноса, достигающие в длину более км и в ширину несколько сотен метров. Мощность терригенных пород в конусах иногда достигает 3—5 км. Это абразионно-аккумулятивные структуры. Представлены глубоко врезанными каньонами (до 800—1000 м), которые в финальную стадию развития полностью заполняются осадками.

С авлакогенами многие исследователи связывают образование многих крупных и уникальных месторождений: 1) золото-урановых конгломератов (Витватерсранд (ЮАР)), 2) ураноносных конгломератов (Блайнд Ривер (Канада)), 3) Pb-Zn-Cu стратиформных в терригенных толщах (Маунт Айза (Австралия), Салливан (Канада)), 4) жильные и штокверковые урановые с Au, Ni и Co в поверхностях несогласия (Джабилука (Австралия), Ки Лейк (Канада)), 5) медистых песчаников (Удокан (Россия)).

Осадочный чехол платформ

Среди всех известных на нашей планете геодинамических обстановок платформы и абиссальные океанические впадины развивались в наиболее стабильном режиме. Это самые крупные асейсмичные структуры Земли, формировавшиеся преимущественно в результате медленных эпейрогенических вертикальных движений при доминировании опусканий. Для них характерны крупные внутриплитные понижения. На континентальных плитах широко развиты осадочные бассейны. По масштабам проявления, согласно Г. С. Гусеву и Э. И. Кутыреву (1998), выделяется следующий иерархический ряд бассейнов: осадочные чехлы древних и молодых платформ (млн км^2) — антеклизы (60—100 тыс. км^2) — впадины, прогибы (6—60 тыс. км^2) — котловины, депрессии (200—10 тыс. км^2) — мульды, брахисинклинали (20—200 км^2).

На континентальных платформах выделяют три типа структурно-металлогенических зон: 1) пологие водораздельные пространства, 2) долины и устья рек, 3) осадочные бассейны.

На пологих водораздельных пространствах в тропическом климате формируются месторождения кор выветривания. Наиболее важные из них бокситовые латериты (Центральная Африка и другие районы тропического пояса Земли). В долинах и устьях рек в тесной ассоциации с коренными проявлениями образуются промышленные россыпи Au, Sn, W, алмазов и других тяжелых и прочных минералов. Наиболее значительный минерально-сырьевой потенциал нашей планеты связан с осадочными бассейнами, формировавшихся во внутриплатформенных морях. Именно в них локализуются гигантские запасы каменных солей, угля, горючих сланцев, марганца, фосфоритов, нефти, железных руд, урана, строительных материалов и других видов минерального сырья.

Металлогения докембрия

Для целей металлогенического анализа в докембрии выделяются следующие главные классы геологических структур (возраст в млрд лет): архейские кратоны (3,8 — 2,6), эпикратонные впадины (3,2 — 2,1), протерозойские мобильные (подвижные) пояса (2,6 — 1,6) и области протоактивизации (2,1 — 0,9).

Архейские кратоны

К категории крупных, достаточно изученных и насыщенных рудной минерализацией относятся следующие архейские кратоны: Западно-Австралийский (Австралия), Сьюпириор (Канада), Северо-Ляопинский (Китай), Карнатака (Индия) и Чаро-Олекминский (Россия), Каапваальский (ЮАР), Зимбабвийский (Зимбабве), Амазонский (Ю. Америка) и другие. Первые два являются ключевыми для характеристики условий образования и локализации архейских месторождений Au, Ni, Cu, Zn, Pb, Fe. Кратон Карнатака знаменит золоторудным поясом Колар; Северо-Ляопинский включает колчеданные и железорудные месторождения и Чаро-Олекминский кратон содержит месторождения флогопита и магнетита. Все это свидетельствует о латеральной неоднородности рудоносных структур архея.

В кратонах выделяют два геолого-структурных типа образований: гранито-гнейсовые области с метаморфогенными (фундамент) месторождениями мусковитовых и редкоземельных пегматитов и гранитоидно-зеленокаменные области с месторождениями Au, Cu, Zn, Pb, Ni. Гранитоидно-зеленокаменные области и пояса подразделяются на два подтипа, формировавшихся в различных скоростных режимах растяжения — медленных (платформенная фаза) и высоких (рифтовая зона).

В наиболее древних (3,5—3,0 млрд лет) провинциях доминируют очень мелководные субплатформенные пояса с низкой металлогенической продуктивностью (мелкие месторождения Ba, Cu-Mo, Pb-Zn). В более молодых рифтогенных поясах (3,0—2,7 млрд лет) с высокой скоростью растяжения и утонения коры формировались глубоководные вулканические троги. Эта фаза эволюции архейских провинций имела глобальное распространение и характеризовалась появлением специфических многочисленных, в том числе и очень крупных, месторождений: а) гидротермальных плутоногенных → золота; б) гидротермальных базальтоидных → колчеданно-полиметаллических субмаринных; в) ликвационных, в ассоциации с коматиитами → медно-никелевых.

Геосинклинальные и плейтектонические концепции не могут объяснить особенности строения кратонов. Более продуктивна микроплитная гипотеза, объясняющая их блоковое строение, как ядер стабилизации. При переходе от 3,8—3,2 млрд лет к 3,2—2,6 млрд лет купольное (гранито-гнейсовое) мозаичное строение сменяется новыми линейными типами структур (Блоки Пилбара → Йилгарн, Западно-Австралийский кратон); происходит смена скоростей формирования рифтовых структур. Установлено существование древних блоков стабилизации (ядра блока Пилбара), на которых накладывались резко дифференцированные толщи вулканических и осадочных пород. В результате возникли микроплиты и сформировался комплекс разнообразных месторождений (5 осн. типов): 1) колчеданные Pb-Zn (Биг-Стабби), аналогичные месторождениям фанерозоя; 2) стратиформные Pb-Zn в карбонатных формациях; 3) ликвационные сульфидные Cu-Ni в ко-

матиитовых ультраосновных лавах; 4) метаморфогенные и плутогенные гидротермальные месторождения золота (Канада — Кер Д'Елен, Поркьюпайн, Дом; Колар (Индия) и др.); 5) слюдяные и редкометальные пегматиты. Металлогеническая продуктивность лавинно возрастает к концу архея (к 2,6 млрд лет).

В особых структурах архея — зеленокаменных поясах развито три группы месторождений: 1) колчеданные, ассоциирующие с вулканогенно-осадочными сериями; 2) ликвационные Cu-Ni в ультраосновных вулканитах; 3) гидротермальные золоторудные в терригенных и вулканогенно-осадочных толщах. Сами пояса имеют трехчленное строение (снизу вверх): 1) ультраосновные коматиитовые и базальтовые лавы; 2) контрастные вулканогенные андезит-риолитовые и осадочные толщи; 3) терригенные осадочные и вулканомиктовые серии.

В последние десятилетия подобные пояса выявлены на Балтийском щите (в Карелии), в восточной части Украинского щита (Среднеприднестровский гранит-зеленокаменный пояс с золотой минерализацией), на Русской платформе. В районе КМА — область протоактивизации на древних зеленокаменных поясах с признаками золотой минерализации) в западной части Алданского щита (Чаро-Олекминский кратон) — зеленокаменные пояса с коматиитами и Чаро-Токкинский железорудный район.

Эпикратонные впадины

В раннем протерозое формировались огромные отрицательные структуры, заполненные слабометаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами. 30 лет тому назад Е. В. Павловский и М. С. Марков отнесли их к протоплатформенным образованиям. В отличие от чехлов древних платформ в них отмечается большая мощность отложений (> 20 км), длительность формирования (10 – 100 млн лет) и значительные масштабы. Преобладают терригенные породы — продукты размыва (песчаники, граувакки и др.). Широко развиты эффузивы, главным образом базальты, но встречаются и кислые вулканиты. Металлогеническая специализация: 1) железистые

кварциты; 2) золото и уран в конгломератах; 3) медные руды в песчаниках.

В качестве типичных примеров можно отметить две наиболее изученные впадины: Витватерсранд (Ю. Африка), Удокан (СВ Забайкалье).

Протерозойские подвижные (мобильные) пояса

Протерозойские пояса существенно отличаются от архейских супракрустальных поясов. В них более широко представлен спектр геологических формаций от субмаринных базальтоидных, через островодужные до кислых субаэральных: развиты все осадочные формации от граувакковой до карбонатной; в больших объемах представлена черносланцевая формация (ее не было в архее) и сильнее варьирует региональный метаморфизм от низких ступеней до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Для протерозойских поясов характерно развитие 4-х типов руд: колчеданных, железистых кварцитов, золоторудных и урановых. Колчеданное оруденение представлено крупными и уникальными месторождениями. Среди них Брокен-Хилл (Австралия) с 60 млн т руды при содержании Pb-Zn до 20%. В пределах поясов располагаются главные метаморфизованные железорудные месторождения мира. Характерны для всех континентов. Золотое оруденение сконцентрировано в черносланцевых формациях. Например, Мурунтау (Узбекистан), Сухой Лог (Сибирь) и др. Урановые месторождения развиты в зонах стратиграфического и структурного несогласия. Широко распространены в Австралии и Канаде.

К наиболее изученным протерозойским поясам мира относятся: Криворожский бассейн (Украина) и Пайн-Крик (С. Австралия).

Области протоактивизации докембрия

На границе архея и протерозоя стабилизированные блоки земной коры были рассечены разломами и испытали интенсивные деформации, сопровождаемые субаэральным вулканизмом и осадоконакоплением, внедрением интрузий основного, ультраосновно-

го, щелочного и кислого составов, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, мощным и разнообразным эндогенным оруденением. На каждой платформе выделяется несколько эпох активизации (в млрд лет). Так, на Украинском щите три эпохи: 2,5—2,6; 1,9—1,6; ~1,2. На Балтийском щите также три эпохи: 2,5—2,6; 1,8—1,6; 1,4—1,3 и 1,0—0,9. В металлогеническом отношении наиболее продуктивны обычно первые две.

Особенности областей протоактивизации: 1. Наложение новых тектонических импульсов на ранее сформированные структуры докембрия. 2. Разломный характер тектоники. Возникли системы крупных разломов, представленных зонами дислокационного метаморфизма наиболее глубинного типа — инъекционными магматитами, бластомилонитами амфиболитовой фации и т. д., 3. Субаэральные континентальные условия осадкообразования. 4. Внедрение гигантских мантийных интрузий ультраосновного, основного, кислого состава и первых в геологической истории Земли полиформационных магматических комплексов центрального типа. Преобладают гипабиссальные и субвулканические интрузии кислого, субщелочного и щелочного состава. 5. Типоморфные рудные месторождения представлены магматическими залежами Cu-Ni, Cr, Pt и Ti руд в ассоциации с базит-гипербазитами, метаморфогенными редкометальными и слюдоносными пегматитами, постметаморфогенными гидротермальными месторождениями типа щелочных метасоматитов. А также широким набором постмагматических гидротермальных месторождений Sn, W, Mo; поствулканических гидротермальных месторождений Au, U, флюорита, стратиформных месторождений Pb и Zn, редкометальных карбонатитов и алмазоносных кимберлитов.

В зависимости от ведущего геологического и рудообразующего процесса В. И. Казанским выделено три типа областей протоактивизации: тектоно-плутонический, тектоно-вулкано-плутонический и тектоно-метасоматический:

Тектоно-плутонический. В нем широко развиты основные и ультраосновных интрузии с месторождениями Cr, Ti, V, Pt, ультраосновных щелочных комплексов

с карбонатитами. К нему относятся Великая дайка (Зимбабве) и Бушвельд (ЮАР), Чинейский массив в Забайкалье, Стиллуотер в США и др.

Тектоно-вулкано-плутонический. Излияния первичных (мантийных) и вторичных (внутрикоровых) магм. Формируются месторождения редких металлов, Sn, Li, Au. Месторождения Cu-Ni в ультраосновных породах. Это протерозойские аналоги месторождений Mz-Kz Охотско-Чукотского пояса.

Тектоно-метасоматический. Активизация и переработка докембрийских толщ. В широком температурном диапазоне возникают палингенные граниты, пегматиты и щелочные метасоматиты в зонах глубинных разломов с крупными месторождениями Be, Ta, Nb и U. К данному типу областей протоактивизации относятся металлогенические пояса Алданского щита: Северо-Байкальский, Чарский, Кодаро-Удоканский, Селенчинский, Чикойский и др. Примером наиболее типичного месторождения тектоно-метасоматических областей протоактивизации является Катугинское (Ta-Nb, REE-Zn, криолит) месторождение в Забайкалье, имеющее возраст 2,0 — 1,9 млрд лет. В областях тектоно-метасоматической активизации развиты следующие рудные формации: высокотемпературные калиевые метасоматиты с Be (гельвиновым) оруденением; высокотемпературные натриевые метасоматиты с Ta-Nb оруденением; высоко-среднетемпературные K-Na метасоматиты с U. Разрыв между возрастом докембрийского щита (3,2 — 2,8 млрд лет) и пород зон тектоно-метасоматической активизации около 1,0 млрд лет. Развивается наложенная гранитизация, возникают реоморфические граниты (похожи на граниты-рапакиви).

■ Региональная металлогения

Региональная металлогенния исследует закономерности распределения месторождений полезных ископаемых во времени и пространстве в связи с особенностями геологического развития и строения крупных территорий. Основной ее задачей является изучение геодинамических обстановок рудообразова-

ния и металлогеническое районирование, в результате которого выделяются участки земной коры определенного периода и типа тектонического и направленного металлогенического развития с характерными для них ассоциациями месторождений полезных ископаемых.

По размерам рудоносных площадей намечается следующая 5-членная система: планетарный металлогенический пояс, металлогеническая провинция (область), металлогенический пояс, металлогеническая зона (район), перспективная зона.

Планетарный металлогенический пояс представляет собой линейную планетарную структуру, объединяющую разновозрастные геологические образования, в пределах которой размещены близкие по возрасту и особенностям формирования месторождения, относящиеся к разнообразным (больше десяти) рудным формациям. В пределах пояса проявляются обычно металлогенические процессы одной, либо двух основных эпох и формируется 10 — 15 промышленно-генетических типов месторождений. Типичными примерами планетарных поясов являются следующие: Евразийский пояс Тетиса (альпийский) — (Pb-Zn, Hg, Sb, Cu, Cr); Восточно-Тихоокеанский (киммерийский + альпийский) — (Ag-Au, Fe, Sn-W, Cu-Mo); Чукотско-Катазиатский (киммерийский + альпийский) — (Ag-Au, Mo, Fe, U); Урало-Монгольский (герцинский + каледонский) — (Cu, Pb, Zn, Sn-W, Au); Монголо-Охотский (киммерийский) — Sn-W, Pb-Zn, Au); Западно-Австралийский (протерозойский) — (Au, Co-Ni, Pb-Zn). Их особенности: планетарная протяженность (тыс. км); длительность формирования (20 — 200 млн лет); характерная группа геодинамических обстановок (субдукционных, колизионных и др.); значительная глубина заложения (нижняя часть земной коры — верхняя мантия); наличие многочисленных металлогенических провинций, поясов и зон; разнообразие и большое число геологических и рудных формаций; отчетливое зональное строение (как правило — асимметричное); кулисное строение; широкое распространение ротационных сдвигов.

Металлогеническая провинция — это изометрический участок земной коры крупных размеров (десят-

ки тыс. км^2) определенного периода и типа тектонического и металлогенического развития с характерными для него геологическими и рудными (одной-двумя) формациями и ассоциациями месторождений полезных ископаемых. В связи с большим разнообразием геодинамических обстановок на нашей планете провинции будут существенно различатся для платформенных, пассивноокраинных, шельфовых, задуговых и океанических бассейнов, покровно-складчатых и островодужных областей и др. Так, например: в пределах Западно-Американского планетарного пояса выделяются мезозойские провинции:Мексиканская флюоритоносная и Южно-Американская медно-порфировая. На мелкомасштабных (1:5 — 10 000000) и схематических картах обычно выделяют *металлогенические мегапровинции,* которые представляют собой геологические структуры первого ранга площадью несколько млн кв. км., расположенных на платформах или океанических бассейнах и сформировавшихся в течении нескольких геологических эр. Для подобных мегапровинций характерно развитие определенного набора ведущих типов полезных ископаемых (металлических, химического сырья, углеводородных и других). В качестве примера можно отметить, что на территории России выделяют более или менее крупные сегменты только четырех мегапровинций: Восточноевропейско-Баренцевской, Центральносибирской, Центральноарктической и Тихого океана.

Металлогенический (рудный) пояс находится в составе как планетарного пояса, так и провинций и является крупной линейной рудоносной структурой, в пределах которой развиты месторождения определенных рудных формаций, возникающих в сходной тектоно-магматической обстановке, а в случае осадочных месторождений — близких по условиям седиментогенеза. В составе комплексной металлогенической провинции Забайкалья выделяют ряд подобных поясов: золото-молибденовый (Au-Mo); оловянно-вольфрамовый (Sn-W); полиметаллический (Pb-Zn-Cu).

Металлогеническая зона (район) входит в состав металлогенических провинций и поясов и характеризуется развитием в ее пределах одной рудной форма-

ции, которая проявляется в строго определенных условиях тектонического режима.

Перспективная зона (район) — локальная рудоносная перспективная площадь, представляющая потенциально высокий экономический интерес. Это не металлогеническая, а географо-экономическая категория.

В задачи металлогенического районирования входит также выявление региональной металлогенической зональности. Современные представления по этой проблеме основаны на большом эмпирическом фактическом материале, полученном в мире и, прежде всего, в странах СНГ в результате составления металлогенических карт крупных рудных провинций. Явления региональной зональности различны по масштабам. Выделяют: зональность крупных рудных провинций, имеющих планетарное значение (первого рода) и зональность рудных поясов или региональных структур, которые отчетливо выделяются в пределах крупных провинций и отличаются линейным (поясовым) размещением отдельных групп месторождений, закономерно проявляющихся в определенных типах тектоно-магматических (структурно-металлогенических) зон (второго рода).

При изучении планетарных структур особое значение имеет выявление зональности, связанной с закономерным расположением в их пределах рудных поясов и провинций. Примеры подобных рудных поясов хорошо известны. К ним относятся полиметаллические и редкометальные пояса Рудного Алтая; флюоритовый пояс Западного Забайкалья; Колымский пояс золоторудных месторождений; Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, оловянный пояс Нигерии, ртутно-сурьмяный пояс Южного Китая, меднопорфировый пояс Чили, поперечные рудные пояса Колорадо и др. Примеры крупных линейных рудоносных структур многочисленны; они известны практически в каждом рудном регионе.

Широкое распространение региональной металлогенической зональности, развитие ее в различных регионах, существование рудных поясов с разными по возрасту и составу месторождениями позволяет говорить о региональной металлогенической зональности как о глобальном явлении, характерном для всех континентальных структур земной коры. *Региональная*

металлогеническая зональность — одна из наиболее ярко выраженных закономерностей пространственного размещения рудных месторождений. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется на примере рудных поясов — крупных линейных рудоносных структур, в пределах которых в основном сосредоточены промышленные месторождения.

Вопрос зональности рудных провинций или глобальных рудных поясов, иногда охватывающих разные континенты, изучены еще недостаточно полно. Впервые на глобальные закономерности в размещении месторождений в земной коре обратил внимание С. С. Смирнов, показав на примере Тихоокеанского кольца строгую принадлежность определенных рудных месторождений к определенным частям (внутренним и внешним) этой планетарной структуры. В дальнейшем идеи С. С. Смирнова получили широкое развитие, особенно в трудах Е. А. Радкевич и М. И. Ициксона, которые глобальную зональность Тихоокеанского пояса объяснили первичной неоднородностью земной коры и мантии.

В сущности в настоящее время представления о зональности глобальных рудных поясов получили развитие только на примере Тихоокеанского рудного кольца, где по отношению к акватории Тихого океана наиболее отчетливо выделяются различные рудные провинции, несущие промышленные концентрации разных металлов. Совершенно иное значение имеет проблема рудных поясов, рассматривающая региональную металлогеническую зональность в пределах рудных провинций и крупных регионов. Здесь вопросы региональной зональности помимо теоретического значения связаны с решением прикладных задач: направлением поисковых работ, определением и выявлением новых перспективных рудных площадей. Поэтому вопросам региональной металлогенической зональности в масштабе рудных поясов особое внимание уделяли многие исследователи: В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский, В. И. Козеренко, А. И. Семенов, В. С. Кормилицын, А. С. Великий, А. Д. Щеглов, Г. А. Твалчрелидзе, Д. В. Рундквист и др.

Современная региональная металлогения представлена следующими основными направлениями научно-практических исследований: 1) Планетарным (глобальным) — металлогения континентов и океанов;

2) Трансрегиональным, посвященным крупным территориям, выбор которых базируется на различных принципах — геологических, географо-экономических, геополитических, территориально-административных и др. (например, металлогения: Урала, Туранской плиты, Карпат, Родопского срединного массива; России, Китая, Албании, Франции; Мурманской области, Большого Кавказа и др.) 3) Собственно региональным, изучающим металогенические (рудные) пояса и провинции — как единые структуры, а не их отдельные фрагменты.

Металлогенические и минерагенические карты

На основе теоретических положений изложенных в главах, посвященных общей, эволюционной, региональной и специальной металлогении и по материалам региональных геолого-металлогенических исследований составляются металлогенические и минерагенические карты. Основной принцип подобного картографирования заключается в том, что образование месторождений полезных ископаемых является органической частью единого процесса формирования Земли и прежде всего геологического развития земной коры (Ю. А. Билибин, 1955, Н. С. Шацкий, 1958, В. И. Смирнов, 1963 и др.).

Разработаны историко-геологические методы металлогенического анализа и составления карт, включающие три последовательные операции: 1) выделение тектоно-магматических циклов (периодов); 2) выявление парагенетических связей минерагенических образований со структурно-вещественными комплексами этих циклов и 3) разработку иерархической системы металлогенических таксонов (провинции, пояса, зоны) (Ю. В. Богданов и др., 1996; Н. П. Лаверов и др., 1996; А. Ю. Егоров, Ю. Н. Роднов, 2000 и др.). Последовательно составляются карты двух масштабных уровней — мелкомасштабный и крупномасштабный.

Мелкомасштабные карты

По теоретическим основам и методике составления этот тип карт условно можно разделить на три катего-

рии: 1) ранние фиксистские, 2) структурно-формационные и 3) геодинамические. В основе первых двух категорий положены принципы геосинклинальной концепции, а третья базируется на представлениях тектоники литосферных плит и содержит сведения о геодинамических процессах.

Ранние металлогенические карты составлялись по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной металлогенической эпохи. В соответствии с геосинклинальной концепцией каждая эпоха разделяется на три стадии, отвечающие последовательным этапам преобразования геосинклинали в платформу. Рудные провинции складчатых зон выделяются по минеральным образованиям завершающей эпохи оруденения. В соответствии с этими представлениями, например, на территории СНГ выделяются следующие провинции: 1) Альпийские (Дальный Северо-Восток, Кавказ, Карпаты, Капет-Даг); 2) Мезозойские (Забайкальско-Приморская); 3) Герцинские (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Донбасс, Новая Земля, Таймыр, Томь-Колыванская зона); 4) Каледонские (Алтае-Саянская область) и 5) Протерозойские (Юг Сибирской платформы, Балтийский щит, Украинский щит). Принципы составления металлогенических карт для платформ наиболее полно с позиции геосинклинальной концепции были разработаны Ю. Г. Старицким в 1959 году. Они заключаются в следующем: 1) основание платформ представлено докембрийскими складчатыми комплесами; 2) взаимосвязь платформ с геосинклиналями выражается в образовании промежуточных структур — передовых, предгорных прогибов и краевых швов, а также в том, что платформы развиваются на месте геосинклиналей; 3) платформы развивались в три этапа: синий — нижний палеозой, средний палеозой — середина мезозоя и середина мезозоя — настоящее время; 4) выделяются две магматические формации, с которыми ассоциирует эндогенная минерализация: трапповая, формирующаяся в конце любого из отмеченных выше этапов, и пестрая по составу формация ультраосновных, средних и кислых пород с повышенной щелочностью. Подобного типа карты составлялись вплоть до 70-х годов XX века и известны практически для всех металлогенических провинций мира.

Структурно-формационные металлогенические карты завершают период комплексного изучения региона. Их составление осуществляется в два этапа: 1) производится структурно-формационное районирование и затем 2) осуществляется металлогеническое районирование и геохимический анализ геологических образований. Основным элементом структурно-формационного районирования является структурно-формационный комплекс (СФК), который представляет собой геологическое тело, сложенное определенным набором формаций горных пород. В составе СФК выделяют группы и ряды геологических формаций, которые формировались в определенных тектонических, термодинамических и ландшафтно-геохимических обстановках и которые характеризуются отчетливо выраженной металлогенической специализацией.

На картах оттенками цвета показывают все выделенные возрастные группы структурно-формационных комплексов от архея до кайнозоя включительно. Обычно выделяют пять групп: плитные протогеосинклинальные, протоорогенные, геосинклинально-складчатые и оргенных и активизированных областей. Плитная группа включает следующие СФК: экзогенные — терригенно-карбонатные, угленосные, кор выветривания, терригенно-вулканогенные и магматические — трапповые и щелочные ультрамафитовые. Протогеосинклинальная группа состоит из гнейсо-сланцевых, амфиболитовых, габбро-анортозитовых и гранитоидных комплексов. Протоорогенная представлена метаморфизованными терригенными и терригенно-вулканогенными формациями приразломных прогибов и вулкано-плутонических поясов, а также габброидными и гранитоидными формациями сводово-глыбовых поднятий.

Геосинклинально-складчатые СФК относятся к неогею и представлены терригенными, терригенно-карбонатными, терригенно-вулканогенными, ультрабазитовыми, габброидными и гранитоидными образованиями. Среди СФК орогенных и активизированных областей выделяют две генетические подгруппы — 1) комплексы межгорных, предгорных и рифтовых впадин (молассовые формации) и 2) образования сводово-глыбовых и блоковых поднятий (вулкано-плуто-

нические формации). Металлогеническое районирование производится на основе уже проведенного структурно-формационного районирования и предварительно составленных карт — геохимической и полезных ископаемых; учитываются геофизические карты (магнитометрические, гравитационные, петрофизические и другие). Рудные формации являются главным элементом металлогенической карты. С учетом отмеченного выше картографического материала выделяются металлогенические провинции, области, зоны и рудные районы. Цветными линиями, соответствующими определенным видам полезных ископаемых, оконтуриваются площади металлогенических зон, которые соответствуют полям развития структурно-формационных комплексов. Виды полезных ископаемых показываются специальными геометрическими символами, а рудные формации более сложными символами. Примерами подобных карт могут служить металлогенические карты региона Байкало-Амурской магистрали масштаба 1:1500000 (1979 г.) и Карело-Кольского региона масштаба 1:1000000 (1984 г.).

Геодинамические металлогенические карты базируются на концепции тектоники литосферных плит. Одна из **первых карт геодинамического направления** была составлена для территории **Урала** коллективом авторов во главе с А. В. Пейве и С. Н. Ивановым в 1977 г. и имела масштаб 1:1000000. На ней были выделены прежде всего области с континентальной корой, сформированной в докембрии и возникшей в верхнем палеозое. В **областях докембрийской коры** показаны участки, сформированные в архее, рифее, венде и палеозое, в пределах которых выделены шельфовые, орогенные и континентального склона комплексы. Специальными символами на эту основу нанесены месторождения: магнетитовых кварцитов, сидеритов, магнезитов, полиметаллов, золота, вольфрама, молибдена, редкоземельных элементов, медистых песчаников, пьезокварца, фосфоритов, бокситов и угля.

В областях верхнепалеозойской коры цветом выделены комплексы по стадиям геодинамического цикла: рифтовой, океанической, переходной, предконтинентальной и континентальной. **Рифтовая стадия** объединяет терригенные, вулканогенные, габроидные

и щелочные ультраосновные комплексы и связанные с ними полезные ископаемые: хромиты, платиноиды, полиметаллы, алмазы. **Океаническая стадия** разделена на две части: 1) меланократовое основание (слой 3) (гипербазиты, ультрабазиты, габброиды) и приуроченные к нему месторождения хромитов, платиноидов, никеля, кобальта, асбеста и талька; 2) ранний (ордовик-нижний девон) и поздний (силур-средний девон) этапы, в течении которых формировалась вулканогенно-кремнистая формация окраинного моря (слои 1 и 2) с колчеданными и марганцевыми месторождениями. **Переходная стадия** разделяется на два этапа: 1) ранний (силур-верхний девон), представленный вулканогенно-осадочными, габбро-норитовыми, плагиогранитными и тоналитовыми формациями с месторождениями титаномагнетитов, золото-сульфидными, баритовыми и полиметаллическими; 2) поздний (верхний силур-верхний девон), состоящий из вулканогенно-осадочных, граувакковой и габбро-гранит-сиенитовой формаций, с которыми связаны скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые руды и бокситы. **Предконтинентальная стадия** развивалась на коре гранитно-метаморфического состава и устанавливается по нижнекаменноугольным молассам, габброидным, граносиенитным тоналит-гранодиоритовым комплексам с минерализацией скарново-магнетитового, медно-порфирового, золото-кварцевого и золото-мышьякового типов. **Континентальная стадия** разделяется на два этапа: 1) ранний, представленный орогенными осадочными формациями, гранитными плутонами, интрузиями сиенитов и адамелитов, с которыми ассоциируют вольфрамовые, редкоэлементные, пегматитовые, пьезокварцевые проявления, а также месторождения калийных солей и медистых песчаников; 2) поздний мезозойский этап фиксируется по отложениям, выполняющим грабены, и слагающим платформенный чехол, и по месторождениям бурых углей, бокситов и марганца.

Впервые **методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования** была разработана А. А. Ковалевым и Е. И. Леоненко в 1993 году. Она учитывала не только различные стадии эволюции литосферы, но и позволяла отражать многообразие геодинамичес-

ких обстановок, существовавших в рамках одной стадии. На картах цветом показываются комплексы основных структурных элементов земной коры: островных дуг, активных окраин плит, зон коллизий, областей океанической коры и др., а их возраст — числовыми и буквенными индексами. Геологические формации показываются крапом. В настоящее время основным материалом для составления таких карт являются: 1) существующие мелкомасштабные геологические карты; 2) стратиграфические схемы; 3) разнообразные тектонические карты и схемы и объяснительные записки к ним; 4) существующие варианты мобилистских переинтерпретаций геологического строения исследуемых территорий и современные геодинамические модели.

Трудность использования отмеченных выше материалов связана с тем, что с позиции тектоники плит в строении складчатых поясов типичными и широко распространенными являются чешуйчато-надвиговые структуры, а это значит, что многие толщи и серии пород неоднократно повторяются в разрезе земной коры и не формируют непрерывный разрез. Эти и другие проблемы совмещения фактического материала полученного исследователями, придерживавшихся фиксистских взглядов, с новыми геодинамическими представлениями привели к тому, что качественных глубоко проработанных металлогенических карт геодинамического направления очень мало. Наиболее детально разработана легенда для подобных карт А. А. Ковалевым (1993). В ней предлагается выделять(в цвете): 1) Архейско-протерозойские щиты — серым; 2) Пояса раздвижения коры: предрифтовой стадии — желтым; континентальные рифты — малиновым; авлакогены — светло-малиновым; пассивные окраины континентов — коричневым; срединно-океанические хребты — фиолетовым; пул-апарт-бассейны — голубым; 3) Пояса и зоны схождения, пододвигания и столкновения литосферных плит: скучивания на океанической коре — светло-фиолетовым; островные дуги на океанической коре — темно-зеленым; островные дуги на континентальной и переходного типа коре — светло-зеленым; активные окраины континентов — красным; все варианты столкновений — оттенки красного и оранжевого; 4) Зоны

скольжения литосферных плит — красный пунктир с точками. Описанная выше легенда использована в геодинамической карте Северной Евразии в масштабе 1:2500000, составленной Л. П. Зоненшайном, Н. В. Межеловским, Л. М. Натановым др. в 1990 году, а также нескольких карт, выполненных на геодинамических полигонах, в частности, в Средней Азии.

Современные мелкомасштабные металлогенические и минерагенические карты составлены для огромных территорий СНГ впервые в мировой практике. Они представлены «Схемой металлогенического районирования России» масштаба 1:5000000 2002 года и «Минерагенической картой Российской Федерации и сопредельных государств» масштаба 1:2500000 2003 года. Выполнение этих карт было осуществлено большими коллективами МПР РФ, «Аэрогеологии», ИМГРЭ и ГЕОКАРТ. (Н. В. Межеловский, А. Ф. Морозов, Г. С. Гусев, А. Ю. Егоров, Ю. Н. Роднов, А. М. Ларин, Д. В. Рундквист и многие другие). На первой из них показаны металлогенические мегапровинции и пояса глобального масштаба, трансрегиональные провинции и области, региональные субпровинции и мегазоны и рудные зоны. Дана их металлогеническая типизация и ранжированная по масштабному ряду металлогеническая характеристика. Теоретической основой проведенного районирования является принцип взаимосвязи геологических и рудообразующих процессов. Каждая крупная тектоническая структура рассматривается как единое целое, включая все типы и виды полезных ископаемых, представляющие собой в современную эпоху интегральный результат, определяющий продуктивность структуры. Основной смысл выполненного металлогенического районирования заключается в выделении, иерархизации, типизации и определении степени продуктивности тектонических структур.

СПИСОК ОБЩЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В., Кругляков В.В., Пономарева И.Н., Титова Е.В. Полезные ископаемые Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 2000.

Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИА-Природа, 1999.

Горная энциклопедия. Т. 1—5. М.: Советская энциклопедия, 1984—1991.

Григорьев В. М., Дружинин А. В., Трофимов Н. Н. Рудные месторождения Латинской Америки. М.: УДН, 1986.

Григорьев В. М., Дружинин А. В., Трофимов Н. Н. Рудные месторождения Азии. М.: УДН, 1989.

Григорьев В. М., Долгинов Е. А., Дружинин А. В. и др. Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1990.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: Геоинформмарк, 2000.

Минеральные месторождения Европы. М.: Мир. Т. 1. 1982; Т. 2. 1984.

Минеральные ресурсы мира. М.: ВНИИзарубежгеология, 2001—2003.

Минеральные ресурсы России. М.: ВИЭМС, 1994.

Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980.

Рудные месторождения СССР. Т. 1—3. М.: Недра, 1978.

Рудные месторождения США. Т. 1—2. М.: Мир, 1972.

Синяков В. И. Геолого-промышленные типы рудных месторождений. СПб.: Недра, 1994.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989.

Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1986.

Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М.: Академический Проект, 2004.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003.

Яковлев П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. М.: Недра, 1986.

Яковлев П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. Лабораторный практикум. М.: Недра, 1990.

Абаканское 15, 17, 21, 146
Агдинское 547
Аккермановское 30
Акташ 330
Алапаевское 74
Алгачинское 203
Аленогорское 640
Аллареченское 125
Ангаро-Питский 32, 52
Ангренское 282
Африканда 13

Баймакский 467, 469
Бакальские м-ния 36
Бакр-Тау 468
Балей 461
Барвинское
Барун-Холбинское 479
Барун-Шивея 281, 283
Белая Зима 405
Белорецкая группа 118
Березовское 62, 457
Блявинское 774
Бодайбо 472, 485
Бом-Горхон 275
Бугдая 296
Букука 275, 313
Бутыгычаг 243

Вадимо-Александровское 160
Валькумей 246, 248
Варшавское 74
Васин-Мыльк 355
Верхнее 203
Верхнекамское 118
Верхняя Падма 90
Весеннее 90, 547
Висловское 98, 100
Вишневые горы 408
Вознесенское 377
Волгоградское 118
Волковское 157
Восток-II 269
Всеволодо-Благодатское 110
Высокогорское 15

Гайское 174
Гольцовое 366
Горевское 219, 640, 645
Гороблагодатское 15, 19
Гостищевское 43
Гулинский массив 13
Гусевогорское 10, 12, 13

Дарасун 451, 452
Депутатское 246, 248, 251, 252, 261
Джалинда 256
Дружное 547
Дубровское 246, 248
Дукатское 440, 501
Дурновское 62

Дуэт-Бриндакитский р/у 471

Еланское 125
Елизаветинское 30
Ермаковское 378
Естюнинское 670

Ждановское 129
Жирекен 296

Западно-Полянское 330, 332
Западно-Сибирский бассейн 32, 53
Згидское 206, 207
Зун-Холба 471, 479

Имангда 125
Инаглинское 515
Инкурское 277
Иультин 112, 245, 275, 284
Изумрудные копи 374

Йоко-Давыденское 125

Кадаинское 203
Кальинское 110
Калюминское 115
Карамкен 440, 463
Катав-Ивановская группа 118
Катугинское 384, 387
Карасуг 389
Качканарское 10, 11, 12, 13, 89
Кестер 243
Кировогорское 37
Кировоградское 531
Кителя 239
Киялых-Узень 291
Кия-Шалтырское 95
Ковдор 13
Колмозерское 353
Колыванские р-ки 492
Кондерская россыпь 508
Копанское 10
Корбалихинское 211
Коробковское 37, 45
Коршуновское 21, 23, 677
Костамукшинское 37, 40, 48
Красная Шапочка 110
Кручининское 79
Кузнечихинское 85
Кумир 423
Куранахское 546
Курунг 547
Кусинское 645

Лебединое 546
Лебединское 37, 44, 45
Левозерский 408
Лермонтовское 666
Лысанское 79

Мазульское 62
Маймеча-Катунская провинция 13
Майское 469
Малкинское 30
Мало-Тагульское 79
Мало-Хинганская группа 40
Мангазейское 495
Марсятское 62
Межозерское 37
Михайловское 37, 45, 643

Многовершинное 440
Мончегорское 125
Мугурское 37

Нежданинское 475
Нерюндинское 21
Нижний Мамон 84, 125
Нижне-Тагильское 512
Николаевское 203, 211
Ново-Кальинское 110
Ново-Киевское 30
Ново-Петропавловское 30
Ново-Широкинское 465, 466
Норильск-I, II 125
Норильский рудный район 514
Норильское 677

Овгольское 219
Озерное 212, 640
Околово 643
Октябрьское 36, 125, 127, 157
Оленегорское 37, 40
Олимпиадинское 281, 440
Ольховское 445, 447
Омчикандин 284
Онотское 118
Орловское 417
Осколецкое 37

Первомайское 42, 277
Первоуральское 10
Песчанка 166
Печенга 125, 640, 644, 677
Питкяранта 239
Подольское 174
Полмостундровское 353
Полуночное 62
Пудожгорское 10
Пыркакайское 246, 248, 260, 261

Рогожинское 138
Россыпь р. Бодайбо 440, 472, 485, 487
Рудногорское 21, 677
Ручарское 35

Савинское 118
Садонское 206
Салаирское 211
Салокачи 344
Салтыковское 37
Сарановское 70, 73, 74
Сардана 678
Сарылах 341
Сахаринское 135
Саткинская группа 118
Северное 547, 670
Северо-Песчанское 15
Североуральский бассейн 62
Сентачан 341
Серовское 30, 135
Сибайское 174, 175
Смирновское 203
Советское 471
Солнечное 248
Сорское 304
Спокойнинское 272
Сосьвинское 110
Средняя Падма 8, 90
Стойленское 37, 44, 45
Стойло-Лебединское 45
Стрельцовское 560

Сухой Лог 440, 471, 472, 644, 683

Тагарское 21
Таежное 16
Талатуйское 451, 452, 453
Талнахское 125, 126, 127, 154
Тамватней 334
Тараташские 37
Тасеевское 461
Тастыгское 353
Таштагольское 15, 25, 27
Тейское 15, 16
Теремкинское 451, 452
Терсинская группа 25
Томтор 391, 408, 412
Трехглавое 115
Туора Тас 485
Турьинская группа рудников 160
Тулукуевское 675
Тырныауз 290, 666

Удерейское 118, 341
Удоканское 188, 678, 683
Улуг-Танзек 384, 387, 596
Умальта 296
Урское 211
Урупское 174
Усинское 65
Уссурийская группа 40
Учалинское 174, 666

Фестивальное 247, 248

Хаканджа 440
Ханинское 115
Хапчеранга 248
Харловское 10
Хибинское 95, 408, 676
Хинганское 256
Ховуаксы 146
Холзунское 25
Холодкинское 645
Холоднинское 219, 640, 650
Холстинское 206
Холтосон 275, 277
Хрустальное 248
Худесское 174

Царевское 90

Чаган-Узун 334, 335
Чайское 125
Чара-Токкинские 40
Чаро-Олекминский 680
Черемуховское 110
Черемшанское 139
Чибижек 445
Чинейский массив 10, 685

Шахтама 296
Шерегешевское 16
Шерлова Гора 248, 284
Шубинское 85

Эгехая 247, 248
Экуг 243
Элькон 547
Эльконское плато 547
Этыкинское 417

Юлия 160
Юрское 475

Яковлевское 43, 46
Ярегское 85, 384
Ярославское 239

ЗАРУБЕЖНЫЕ БАССЕЙНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Аахен (Германия) 195
Абенаб (Намибия) 90
Авикая (Боливия) 673
Агаракское (Армения) 296
Агбар (Марокко) 147
Агилар (Аргентина) 203
Агрокиния (Кипр) 174
Агуачилла (Мексика) 369
Адрасман (Таджикистан) 317
Айнак (Афганистан) 188
Акенабе (Япония) 256
Акчатау (Казахстан) 272
Алмаз-Жемчужина (Казахстан) 71, 73
Алтын-Топкан (Узбекистан) 203
Альмаден (Испания) 320, 325, 674
Альтенберг (Германия) 243, 244
Амазонский (Южная Америка) 680
Амброзия-Лейк (США) 578, 672
Американ-Тиннел 459
Аммаберг (Швеция) 203
Ангуран (Иран) 212
Анджерт (Иран) 160
Аннаберг (Германия) 316
Араша (Бразилия) 391, 594, 596
Аркалыкское (Казахстан) 108
Асис (Намибия) 432
Аскоран (Казахстан) 203
Аскотан (Чили) 672
Атабаска (Канада) 541, 543
Атасуйская группа (Казахстан)
Ачисай (Казахстан) 228
Аятский бассейн (Казахстан) 32, 53

Балмат-Эдвардс (Африка) 650
Бастнез (Швеция) 387
Бафинг-Бакайский бассейн (Мали) 32, 52
Баюнь-Обо (КНР) 384, 389
Бельфор (Франция) 275
Бендиго (Австралия) 448
Берд-Риф (ЮАР) 584
Берг-Аунас (Намибия) 90
Берник-Лейк (Канада) 355, 417
Бесси (Япония) 174
Бестюбе (Казахстан) 224
Бёрд-Ривер (Канада) 238
Биверлодж (Канада) 435, 530
Биг-Стабби (Австралия)
Бикита (Зимбабве) 355, 357
Бингем (США) 166, 510, 672

Бисби (США) 160
Блайнд Ривер (Канада) 394, 585
Блек-Хиллс (США) 355
Боа-Виста (Бразилия) 369
Богенфельс (Намибия) 678
Богуты (Казахстан) 275
Боке (Гвинея) 98
Болиден (Скандинавия) 639, 644
Большая Глееватка (Украина) 40
Большое-Токмакское (Украина) 56
Большое Соленое озеро (США) 363
Боррейро-ди-Араша (Бразилия) 420
Брансуик (Канада) 212
Брилон (Германия) 433
Брокен-Хилл (Австралия) 219, 639, 650, 683
Брокен-Хилл (Замбия) 90, 650
Брукс-Маунтин (США) 239
Буа-Ниар (Франция) 549
Бу-Аззер (Марокко) 146, 147
Бушвельдский массив (ЮАР) 68, 89, 508, 510, 640, 644, 648, 677, 685
Буэна Эсперанда (Чили) 672

Вайз (Канада) 174
Варутреск (Швеция) 355
Ватутинское (Украина) 531
Великая Дайка (Зимбабве) 68, 69, 77, 639, 648, 677, 685
Оз.Верхнее, бассейн (США) 40, 51
Верхне-Ашутское (Казахстан) 108
Верхняя Силезия (Польша) 229
Вильгельм (Швеция) 387
Витватерсранд (ЮАР) 394, 481, 516, 583, 585, 587, 588, 639, 679, 683
Вольфрам-Кемп (Австралия) 272
Восток (Казахстан) 553, 559
Высокопольское (Украина) 98
Вэлли-Коппер (Канада) 166

Гавермент-Риф (ЮАР) 584
Гайер (Германия) 243
Гара Джебилет (Алжир) 25
Гвардейское (Казахстан) 40
Гендерсон (США) 287, 296
Геофизическое (Казахстан) 71
Гербертон (Австралия) 248
Гигант (Казахстан) 71
Главное или Саксаганское рудное поле (Украина) 46, 47
Гов (Австралия) 102
Голдфилд (США) 437, 459
Голконда (США) 282
Горишне-Плавнинское (Украина) 40
Гоуганда (Канада) 151
Грачевское (Казахстан) 553, 555

Грейберг (Германия) 495
Грейтон (Канада) 125
Гринбушес (Австралия) 238
Гудньюс-Бэй (Канада) 510
Гуитцуко (Мексика) 323

Дарае-Пич (Афганистан) 353, 417
Дарлинг-Рейндж (Австралия) 102
Дашкесанское (Азербайджан) 15, 146
Дашкесан-Кобальт (Азербайджан) 146
Джабилука (Австралия) 538, 539
Джадугуда (Индия) 530
Джезказган (Казахстан) 188, 504
Джекпайл (США) 578, 672
Джиджикрут (Киргизия) 377
Джос (Нигерия) 677
Джуно (США) 470
Дилль (Германия) 25
Долкоатс (Великобритания) 248
Долорес (Мексика) 160
Дом (Канада) 682
Доминион-Риф 583, 584, 588
Дорова (Зимбабве) 13
Дуранга (Мексика) 256

Егерзунд (Норвегия) 645
Енжельс (США) 157

Жайрем (Казахстан) 224
Желтореченское (Украина) 42
Желтые воды (Украина) 423, 531

Загликское (Азербайджан) 95
Замбрак (Казахстан) 206
Заозерное (Казахстан) 553
Западный Каражал (Казахстан) 25, 26
Западно-Австралийский кратон 639, 680
Заркашан (Афганистан) 445
Звездное (Казахстан) 553, 559
Зейфен (Германия) 243
Зимбабвийский (Зимбабве) 680

Идорадо (США) 459, 460
Идрия (Югославия) 329
Изерлон (Германия) 433
Илимаусак, массив (Гренландия) 408, 409, 412
Илю (Китай) 269
Им. 40 лет Казахстана (Казахстан) 71, 73
Ингичке (Узбекистан) 269, 291
Ингулецкое (Украина) 40
Инкай (Казахстан) 578
Инсизва (ЮАР) 125
Ирису (Казахстан) 160
Иркол (Узбекистан) 578
Иршинское (Украина) 82
Исмаил (Алжир) 330
Ист-Кемтвилл (Канада) 243

Итатая (Бразилия) 530
Иттерби (Швеция) 383
Ишимское (Казахстан) 553, 559

Йилирри (Австралия) 580
Йохимов (Чехия) 581

Каалваальский (ЮАР) 680
Кадамджай (Киргизия) 337
Каджаран (Армения) 166, 296
Калгурли (Австралия) 437, 470, 639, 643
Калкфельд (ЮАР) 390
Кальмакыр (Узбекистан) 166
Камативи (Замбия) 238
Камбалда (Австралия) 125, 130, 639
Камбове (Заир) 193
Камото (Заир) 188
Канганкунда (Ю. Африка) 390
Канджольское (Узбекистан) 497
Канжуган (Казахстан) 578
Кансай (Таджикистан) 203
Карамурун (Узбекистан) 578
Кара-Оба (Казахстан) 272
Карамкен 440, 463, 464
Каратас-I (Казахстан) 291
Каратас-IV (Казахстан) 296
Карлин (США) 660, 672
Карибиб (Намибия) 355, 357
Карнатака (Индия) 680
Карризал-Альто (Чили) 672
Карсакпайское (Казахстан) 40
Кассипотам-Хилл (Индия) 390
Катахолдих (Индия) 398
Катехское (Азербайджан) 219
Кацдаг (Азербайджан) 219
Качарское (Казахстан) 15, 16
Кашкаратский бассейн (Казахстан) 36
Квинсленд (Австралия) 248
Кейбл (США) 445
Кемп-Бёрд (США) 459, 460
Кемпирсайский массив (Казахстан) 135
Кен-Хилл (Канада) 206
Керала (Индия) 595
Кер-д'Ален (США) 206, 672
Керкленд-Лайк (Канада) 448
Керченский бассейн (Украина) 32, 33, 35, 53, 92
Кидд-Крик (Канада) 174, 212
Ки-Лейк (Канада) 544, 679
Кингз-Маунтин (США) 353
Кинг-Айленд (Австралия) 281, 666
Кируна (Швеция) 642
Кипуши (Заир) 193, 428, 432
Клаймакс (США) 287, 296, 672
Клейнертал (Австрия) 281

Кливленд (Великобритания) 33
Клинтон (США) 32, 52
Клифтон (США) 160
Кобальт (Канада) 151, 495, 585, 644
Койташ (Узбекистан) 291
Коканда (Заир) 193
Кок-Булак (Казахстан) 36
Коккиная (Кипр) 174
Коктогай (КНР) 417
Колар (Индия) 448, 454, 639, 643, 682
Колигаман (Индия) 375
Колорадско-Вайомингская рудная провинция (Сев. Америка) 572
Комсомольское (Казахстан) 71
Комсток (США) 437
Консберг (Норвегия) 495
Корнуол (Великобритания) 275
Корокоро (Аргентина) 672
Косачиное (Казахстан) 553
Коунрад (Казахстан) 166
Крамер (США) 672
Криворожский бассейн (Украина) 46, 48
Крипл-Крик (США) 437, 448
Кройт (Германия) 433
Крофти (Великобритания) 248
Крупка (Германия) 243, 272
Куала-Лангот (Малазия) 260
Куихаба (Бразилия) 291
Кули (Австралия) 219
Кунгарра (Австралия) 538
Кундыбаевское (Казахстан) 80
Куроко (Япония) 212
Куэрк-Лэйк (Канада) 585
Кызыл-Кумская впадина (Узбекистан) 572, 578, 579
Кызыл-Эспе (Казахстан) 203

Лаки-Мак (США) 434
Лак-Тио (Канада) 79
Ламучан (Китай) 325
Лан (Германия) 25
Лас-Куэвас (Испания) 325
Лауренс-Ривер (Канада) 645
Легницо-Глогувское (Польша) 188
Лейк-Джордж, ж/р район (США) 378
Лемхи-Пасс (США) 596
Лиганга (Танзания) 10
Лисаковское (Казахстан) 36
Лонгер-Хейнрих (Намибия) 580
Лонни (Канада) 408
Лост-Ривер (США) 239, 243
Лотарингский ж/р бассейн (Франция) 33, 35, 53, 92
Лоуренс (США) 203
Льяльягуа (Боливия) 256
Люлекоп (ЮАР) 13
Лянгар (Узбекистан) 269, 291

Магтунг (Канада) 269
Мазрасх (Иран) 160
Майданпек (Югославия) 166
Мак-Артур-Ривер (Австралия) 219, 223, 224
Малагэ (Китай) 256
Малгунд (Индия) 398
Малеевское (Казахстан) 211
Мали-Нигерийская рудная провинция (Нигерия) 572
Мангышлакское (Казахстан) 55, 66
Маноно-Китотоло (Заир) 238
Маныбай (Казахстан) 553
Мариупольское (Украина) 40
Маунт-Айза (Австралия) 219, 644, 650, 679
Маунт-Бишоф (Австралия) 239
Маунт-Гарнет (Австралия) 239
Маунт-Кейт (Австралия) 125
Маунт-Плезант (Канада) 248
Маунт-Фью-билайн (Папуа-Новая Гвинея) 675
Маунтин-Пасс (США) 384, 389, 390, 596
Мейн-Лидер (Канада) 588
Меренского риф (ЮАР) 125, 510, 511, 512
Мертвое море (Израиль) 362
Месаби (США) 51
Мешери Абделазис (Алжир) 25
Миесс (Германия) 433
Миллионное (Казахстан) 71, 73
Милл-Сити (США) 269
Мидуэст-Лейк (Канада) 544
Минас-Жерайс, бассейн (Бразилия) 50
Минас-Рагра (Перу) 91
Миргалимсай (Казахстан) 228, 229
Мистери-Лейк (Канада) 125
Митчелл-Плато (Австралия) 102
Мичуринское (Украина) 531
Молодежное (Казахстан) 71
Монте-Амиата (Италия) 330
Монттари (Канада) 357
Монте-Кристо (США) 143
Морру Велью (Бразилия) 470
Мороуб (Папуа — Новая Гвинея) 674
Мра Сма (Алжир) 330
Мурунтау (Узбекистан) 448, 449, 674, 683
Мусонои (Заир) 193
Мусоши (Заир) 188
Муфугир (Замбия) 188
Мушугай-Худук (МНР) 390
Мынкудук (Казахстан) 578

Наван (Ирландия) 229
Нам-Се (Вьетнам) 389
Нижне-Ашутское (Казахстан) 108
Никел-Плейт (Канада) 445, 446
Никитовка (Украина) 320, 325, 327
Никопольский бассейн (Украина) 55, 56, 66
Никопольское (Украина) 56
Нкана (Замбия) 188, 194, 195
Ном (США) 488
Ново-Криворожское (Украина) 40
Норбек (Канада) 174
Нчанга (Замбия) 188, 193
Нью-Альмаден (США) 334, 672
Нью-Идрия (США) 334, 672

Оброчище (Болгария) 55, 66
Ока (Канада) 676
Олимпик-Дам (Австралия) 195
Ондуракоруме (Ю. Африка) 390
Оруро (Боливия) 256, 502, 673
Останмоос (Швеция) 387
Отонмяки (Финляндия) 85, 92
Оутокомпо (Финляндия) 644

Пайн-Крик (США) 291, 536, 537, 538, 683
Пайн-Поинт (Канада) 228
Пайс-Пик (США) 378
Пакахака (Боливия) 435
Палабора (ЮАР) 159, 529, 596, 640, 676
Панаскуейра (Португалия) 265, 275
Парк-Сити (США) 672
Пачука (Мексика) 499
Первомайское (Украина) 40, 531
Пинчи-Лейк (США) 325
Питинга (Бразилия) 241, 243
Плэт-Риф (ЮАР) 511
Плюмо Идальго (Мексика) 85
Поркьюпайн (Канада) 412, 594, 682
Посус ди Калдас (Бразилия) 408
Потоси (Боливия) 256, 502, 503, 673
Правобережное (Украина) 82
Пршибрам (Чехия) 492, 549, 551

Раббит-Лейк (Канада) 544
Райбл (Италия) 228
Раммельсберг (Германия) 492
Реаль-дель-Монте (Мексика) 499
Ред-Дог (США) 212
Ред-Дэвл (США) 325
Ред-Маунтин (США) 300
Ред-Роуз (Канада) 275
Рейнджер (Австралия) 538

Ренисон-Белл (Австралия) 248, 256
Риддер-Сокольное (Казахстан) 211, 212
Ридж (Австралия) 219
Рио-Тинто (Испания) 174, 212, 640
Ромелан (Чили) 672
Рондония (Бразилия) 677
Россинг (Намибия) 528
Рос-Эль-Ма (Алжир) 330
Руве (Заир) 193

Садбери (Канада) 508, 510, 640, 644
Сала (Швеция) 203
Салар-де-Атакама (Чили) 361
Салар-де-Уюни (Боливия) 361
Салливан (Канада) 219
Салмон-Бей (США) 390
Санган (Иран) 160
Сан-Андреасберг (Германия) 492
Санг-Донг (Ю. Корея) 265, 666
Сан-Мануэль (США) 166, 510
Саннисайд (США) 459, 460
Санта-Барбара (США) 672
Санта Евлалия (Мексика) 495
Санта-Фэ (Мексика) 445
Сарбайское (Казахстан) 15, 16, 17, 146
Сары-Булак (Таджикистан) 239
Саут-Лагуна (Сев. Америка) 578
Саякское (Казахстан) 160
Северинское (Украина) 531
Северное (Казахстан) 108
Северное р/поле (Украина) 46, 48
Северо-Ляопинский (Китай) 680
Серро-де-Паска (Перу) 203
Оз. Сёрлз (США) 362
Сивалик (Индия) 675
Сигар-Лейк (Канада) 544
Сигуаньшань (Китай) 337, 339, 674
Силл-Лейк (Канада) 369
Сильвер-Пик (США) 361, 362, 459
Сильвертон (США) 448
Сильвертон-Теллурин (США) 458, 459
Сильвер-Хилл (США) 238
Синь-Хуаншань (Китай) 272
Скелеватское (Украина) 40
Скуриотисса (Кипр) 174
Соколовское (Казахстан) 15, 16, 17, 146
Солегорское (Белоруссия) 118
Сомерсет (Ю. Африка) 375
Сонгдонг (Ю. Корея) 281, 379
Спёр-Маунтин (США) 369
Спорное (Казахстан) 71
Стари Трг (Югославия) 203

Стиллуотерс (США) 68, 685
Стратборг (Австралия) 678
Суаин (Китай) 445
Сукулу (Уганда) 13
Сьерра-де-Жакобина (Бразилия) 595
Сыр-Дарьинская впадина (Узбекистан) 572, 578

Таберг (Швеция) 10
Талды-Булак (Казахстан) 36
Талды-Эспе (Казахстан) 36
Тамая (Чили) 672
Тасна (Боливия) 316
Тахталыдаг (Турция) 10, 79
Тегавус (США) 95
Тежсарское (Армения) 219
Текели (Казахстан) 10
Телнесс (Норвегия) 203
Тембушань (Китай) 203
Терри-Тамнел (США) 459
Тиногаста (Чили) 672
Тинтайя (Перу) 160
Тинтик (США) 672
Тишинское (Казахстан) 211
Томпсон-Майн (Канада) 125
Трансвааль (Канада) 483, 583, 588
Тсумеб (Намибия) 90
Траванкур-Кочин (Индия) 678

Уис (Намибия) 238
Устарасай (Узбекистан) 317
Уч-Кулач (Узбекистан) 228
Ушкатын-III (Казахстан) 224, 225
Уштобинское (Казахстан) 108
Ушчарышх (Казахстан) 118
Уэйпа (Австралия) 102

Фалун (Швеция) 212
Фаро (Канада) 212
Фалбертол (Австрия) 281
Фендек (Алжир) 330
Филизчай (Азербайджан) 219
Флин-Флон (Канада) 174
Франклин-Фернас (США) 203
Фруд (Канада) 125

Хабертон (Австралия) 275
Хайдаркан (Киргизия) 337, 338
Хамерсли, бассейн (Австралия) 40, 50, 51, 645
Хандизинское (Казахстан) 212
Харворд (США) 85
Хемло (Канада) 448
Хилтон (Австралия) 219
Холдон (Китай) 445
Хоспител-Хилл (ЮАР) 584
Хоу-Лейк (Канада) 585
Хоумстейк (США) 448, 470, 477, 639, 644
Хуанподи (Китай) 269
Хуалуни (Боливия) 673

Циннвальд (Германия) 272

Циновец (Чехия) 243, 272
Цумеб (Намибия) 428, 432

Чавара (Индия)
Чамбиши (Замбия) 194, 195
Чекарилла (Аргентина) 672
Чиатурское (Грузия) 55, 58, 675
Чилва (Малазия) 676
Човгхат-Поннани (Индия) 673
Чокая (Боливия) 673
Чоролька (Боливия) 256, 258
Чорух-Дайрон (Таджикистан) 269
Чукикамата (Чили) 165, 166, 169, 170, 295, 296, 672
Чу-Сарысуйская впадина (Казахстан) 165, 166, 168, 295, 296

Шалкия (Казахстан) 228
Шенаидо (США) 459
Шиелинское (Казахстан) 36
Шинколобве (Заир) 193, 435
Шлема Альберода (Германия) 549
Шмерхау (Германия) 674
Шмидеберг (Германия) 435
Шнееберг (Германия) 143, 316
Эйбенштоk (Германия) 243
Элекхорн (США) 445
Эллиот-Лейк (Канада) 585, 595, 640
Эльгаробо (США) 672
Эльдорадо (Канада) 146
Эль Лако (Чили) 672
Эль-Потоси (Мексика) 203
Эль-Сальвадор (Чили) 672
Эль-Сантин (Мексика) 256
Эль-Сухо (Чили) 672
Эль-Тениенте (Чили) 165, 166, 295, 296, 308, 672
Эль-Энтредиго (Испания) 325
Эмеральд-Фини (Канада) 268, 269
Эренфриденсдорф (Германия) 243
Эта (США) 417
Эшассар (Франция) 243

Юго-Восточный Миссури, район (США) 230, 231
Югодзыр (Монголия) 272
Южное рудное поле (Украина) 46
Южно-Ферганский пояс (Узбекистан) 674
Юта-Коппер (США) 672
Юред-Гендерсон (США) 300

Яблоновое (Казахстан) 219
Янцзы-Чжанзы (Китай) 291
Яхимов (Чехия) 495, 519, 549, 551

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие ко второму изданию 3
Введение 5

Раздел I. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО 7
Геохимия и минералогия 9
Типы промышленных месторождений 10
Металлогения 52

МАРГАНЕЦ 53
Геохимия и минералогия 54
Типы промышленных месторождений 54
Металлогения 65

ХРОМ 66
Геохимия и минералогия 67
Типы промышленных месторождений 68
Металлогения 76

ТИТАН 77
Геохимия и минералогия 78
Типы промышленных месторождений 79
Металлогения 85

ВАНАДИЙ 86
Геохимия и минералогия 88
Типы промышленных месторождений 88
Металлогения 92

Список литературы
к разделу I. «Черные металлы» 93

Раздел II. ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

АЛЮМИНИЙ 94
Геохимия и минералогия 96

Типы промышленных месторождений 97
Металлогения 116

МАГНИЙ 117

НИКЕЛЬ 119
Геохимия и минералогия 120
Типы промышленных месторождений 122
Металлогения 142

КОБАЛЬТ 143
Геохимия и минералогия 144
Типы промышленных месторождений 145
Металлогения 152

МЕДЬ 153
Геохимия и минералогия 154
Типы промышленных месторождений 156
Металлогения 196

СВИНЕЦ И ЦИНК 198
Геохимия и минералогия 199
Типы промышленных месторождений 201
Металлогения 233

ОЛОВО 234
Геохимия и минералогия 235
Типы промышленных месторождений 237
Металлогения 262

ВОЛЬФРАМ 264
Геохимия и минералогия 265
Типы промышленных месторождений 266
Металлогения 284

МОЛИБДЕН 287
Геохимия и минералогия 287
Типы промышленных месторождений 288
Металлогения 311

ВИСМУТ 313
Геохимия и минералогия 314
Типы промышленных месторождений 314
Металлогения 319

РТУТЬ И СУРЬМА 320
Геохимия и минералогия 322
Типы промышленных месторождений 324
Металлогения 344

Литература к разделу II. «Цветные металлы» 345

Раздел III. РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

ЛИТИЙ 350
Геохимия и минералогия 351
Типы промышленных месторождений 352
Металлогения 363

РУБИДИЙ И ЦЕЗИЙ 363
Геохимия и минералогия 365
Типы промышленных месторождений 365
Металлогения 367

БЕРИЛЛИЙ 368
Геохимия и минералогия 370
Типы промышленных месторождений 371
Металлогения 381

ИТТРИЙ И ЛАНТАНОИДЫ 382
Геохимия и минералогия 384
Типы промышленных месторождений 385
Металлогения 393

ЦИРКОНИЙ И ГАФНИЙ 395
Геохимия и минералогия 397
Типы промышленных месторождений 398
Металлогения 400

НИОБИЙ И ТАНТАЛ 401
Геохимия и минералогия 402
Типы промышленных месторождений 405
Металлогения 419

СКАНДИЙ 421
Типы промышленных месторождений 422

РЕНИЙ 425

КАДМИЙ 426

ГАЛЛИЙ 427

ИНДИЙ 429

ТАЛЛИЙ 429

ГЕРМАНИЙ 430
Типы промышленных месторождений 432

СЕЛЕН 433

ТЕЛЛУР 435

Литература к разделу III. «Редкие металлы» 437

Раздел IV. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО 439
Геохимия и минералогия 443
Типы промышленных месторождений 445
Металлогения 488

СЕРЕБРО 492
Геохимия и минералогия 493
Типы промышленных месторождений 495
Металлогения 504

МЕТАЛЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ 507
Геохимия и минералогия 509
Типы промышленных месторождений 510
Металлогения 516

Литература
к разделу IV. «Благородные металлы» 517

Раздел V. РАДИОАКТИВНЫЕ МЕТАЛЛЫ

УРАН 519
Геохимия и минералогия 524
Типы промышленных месторождений 528
Металлогения 589

ТОРИЙ 592
Геохимия и минералогия 593
Типы промышленных месторождений 594
Металлогения 596

Список литературы
к разделу V. «Радиоактивные металлы» 597

Раздел VI. МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Происхождение и развитие Земли 603

Основные закономерности распределения
полезных ископаемых во времени 607

Общая металлогения 614
Геохимические и петрологические
основы металлогении 614
Рудные формации 620
Флюидодинамика месторождений
полезных ископаемых 624
Основные структуры земной коры
и их металлогения 629

Эволюционная металлогения 637
Железное оруденение 646
Хромитовое оруденение 648
Свинцово-цинковое оруденение 650
Оловянное оруденение 653
Молибденовое оруденение 656
Благороднометальное оруденение 657

Металлогения основных типов
геодинамических обстановок земной коры 661
Океанские обстановки 661
Субдукционные обстановки 670
Коллизионные обстановки 673
Внутриплитные континентальные
обстановки 675
Пассивные континентальные окраины 677
Осадочный чехол платформ 679

Металлогения докембрия 680
Архейские кратоны 680

Эпикратонные впадины 682
Протерозойские подвижные (мобильные) пояса 683
Области протоактивизации докембрия 683

Региональная металлогения 685

Металлогенические и минерагенические карты .. 690
Мелкомасштабные карты 690

Список общей литературы 697
Бассейны и месторождения России 699
Зарубежные бассейны и месторождения 703

Учебное издание

Виктор Васильевич Авдонин
Владимир Емельянович Бойцов
Валентин Михайлович Григорьев
Жан Вячеславович Семинский
Николай Алексеевич Солодов
Виктор Иванович Старостин

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Оригинал-макет подготовил *К.Ф. Федоров*
Корректор: *А.В. Майкова*

ООО «Академический Проект»
Изд. лиц. № 04050 от 20.02.01
111399, Москва, ул. Мартеновская, 3.
Санитарно-эпидемиологическое заключение
Департамента государственного
эпидемиологического надзора
№ 77.99.02.953.Д.0086.63.11.03 от 28.11.2003 г.

ООО «Трикста»
111399, Москва, ул. Мартеновская, 3

***По вопросам приобретения книги
просим обращаться в ООО «Трикста»:
111399, Москва, ул. Мартеновская, 3.
Тел.: (095) 305 3702, 305 6092; факс: 305 6088.
E-mail: aproject@ropnet. ru
www.aprogect.ru***

Подписано в печать с готовых диапозитивов 27.11.04.
Формат 84x108/32. Гарнитура Балтика.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 37,8.
Тираж 3000 экз. Заказ № 5981.

Отпечатано в соответствии с качеством предоставленных
диапозитивов в ОАО «Дом печати — ВЯТКА».
610033, г. Киров, ул. Московская, 122

КНИГА — ПОЧТОЙ

Издательско-книготорговая фирма
«ТРИКСТА»

предлагает заказать и получить по почте книги следующей тематики:

- **психология**
- **философия**
- **история**
- **социология**
- **культурология**
- **учебная и справочная литература по гуманитарным дисциплинам для вузов, лицеев и колледжей**

Прислав маркированный конверт с обратным адресом, Вы получите каталог, информационные материалы и условия рассылки.

Наш адрес:

111399, Москва, ул.Мартеновская, 3,
ООО «Трикста», служба «Книга — почтой».

Наш адрес в интернете: ***www.aprogect.ru***

Заказать книги можно также по

тел.: (095) 305-37-02, факсу: 305-60-88,

или по электронной почте:

e-mail: aproject@ropnet.ru

Просим Вас быть внимательными и указывать полный почтовый адрес и телефон/факс для связи.
С каждым выполненным заказом Вы будете получать информацию о новых поступлениях книг.

ЖДЕМ ВАШИХ ЗАКАЗОВ!

В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев,
Ж.В. Семинский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин

Месторождения металлических полезных ископаемых

Научная библиотека МГУ
37006313

В учебнике описаны промышленные типы месторождений черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Для каждого металла приведены историко-экономические данные, сведения по геохимии и минералогии, промышленным типам месторождений и металлогении. Охарактеризованы наиболее представительные месторождения России и зарубежных стран.

Для студентов геологических специальностей вузов и геологов, занимающихся исследованием, поисками и разведкой рудоносных территорий, рудных месторождений и геологическим обслуживанием рудников.

ISBN 5-902358-43-4



gaudeamus

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

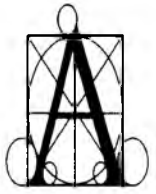
В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев, Ж.В. Семинский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин

Учебник для высшей школы

В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев, Ж.В. Семинский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ





В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев,
Ж.В. Семинский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин

Месторождения металлических полезных ископаемых

Научная библиотека ЧГУ
37006[illegible]

В учебнике описаны промышленные типы [illegible]дений черных, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Для каждого металла приведены историко-экономические данные, сведения по геохимии и минералогии, промышленным типам месторождений и металлогении. Охарактеризованы наиболее представительные месторождения России и зарубежных стран.

Для студентов геологических специальностей вузов и геологов, занимающихся исследованием, поисками и разведкой рудоносных территорий, рудных месторождений и геологическим обслуживанием рудников.

ISBN 5-902358-43-4
9 785902 358435



gaudeamus

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

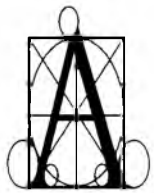
В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев, Ж.В. Семинский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин

В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов,
В.М. Григорьев, Ж.В. Семинский,
Н.А. Солодов, В.И. Старостин

Учебник для высшей школы

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ





250 лет