

Б. М. ТЮЛЮПО

**РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Часть I

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ТОМСК — 1976

Б.М.Тюлюпо
РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
часть 1
ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Томск-1976

В первой части книги "Рудные месторождения" рассматриваются элементы семейства железа. Особое внимание уделено геохимии железа, марганца, титана и хрома, выяснению поведения этих элементов при различных геологических процессах в недрах и на поверхности земли. Дается подробное описание главных промышленных и генетических типов месторождений черных металлов.

Книга может служить справочником для геологов и студентов, занимающихся изучением, поисками и разведкой рудных месторождений.

Редактор - А.И.Летувнинкас

© Издательство Томского университета, 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Месторождения минерального сырья весьма многочисленны, разнообразны по происхождению, составу, условиям залегания и другим признакам. В последние годы опубликованы многочисленные монографии и статьи с характеристикой месторождений ряда металлов. Однако обобщающих сводок имеется очень мало, многие из них устарели, а другие являются весьма схематичными.

Не претендуя на решение проблемы, автор данной книги попытался обобщить имеющиеся материалы по геохимии и геологии некоторых металлов. В основу положены опубликованные материалы и личные наблюдения на месторождениях Сибири.

В первой части книги рассматриваются месторождения семейства железа. Эти элементы (за исключением титана) обычно объединяются в группу "черных металлов". В последующих частях будут охарактеризованы месторождения цветных, легких, редких и благородных металлов.

Для каждого металла приводятся сведения по экономике, указываются требования промышленности к качеству минерального сырья, освещаются геохимические особенности элементов и геохимическая их история, дается обобщенная характеристика главных генетических и промышленных типов месторождений по классификации, принятой В.И.Смирновым (с некоторыми коррективами). Рассматриваются также основные закономерности формирования и размещения месторождений каждого из выделенных типов. Особое внимание уделяется освещению некоторых вопросов геохимии элементов, поведению их при протокристаллизации, в постмагматических процессах, в зоне гипергенеза, сидментогенеза, диагенеза и эпигенеза. В общем курсе геохимии, читаемом студентам, геохимия отдельных рудных элементов не рассматривается, а без этого невозможно правильно подойти к решению вопросов генезиса месторождений. Описание конкретных месторождений дается по опубликованным материалам, причем обращается внимание в основном на геологические условия размещения рудных тел, их морфологию и состав. Ввиду ограниченности объема автор не имел возможности детально остановиться на вопросах технологии минерального сырья и привел весьма скудные сведения о географическом размещении месторождений.

В списке литературы по каждому металлу указаны только наиболее крупные работы, которые могут служить студентам основой для самостоятельной работы и выполнения лабораторных заданий.

Автор будет признателен геологам и преподавателям, которые сочтут возможным прислать свои замечания о данном пособии по адресу: 634010, г. Томск, госуниверситет, кафедра минералогии и кристаллографии.

Ж Е Л Е З О

Железная руда – главный вид сырья для производства чугуна и стали, которые составляют основу современной тяжелой промышленности. Наш век остается железным веком.

Главными рудообразующими минералами железа являются:

магнетит – $FeO \cdot Fe_2O_3$	гетит – $HFeO_2$
магномagnetит – $(Mg, Fe)_O \cdot Fe_2O_3$	гидрогетит – $HFeO_2 \cdot nH_2O$
гематит – Fe_2O_3	лимонит – $HFeO_2 \cdot nH_2O$
гидрогематит – $Fe_2O_3 \cdot H_2O$	сидерит – $FeCO_3$

Лептохлориты (шамовит и турингит) – сложные водные аллюмосиликаты железа непостоянного состава с содержанием Fe – 27–38%.

Мартит – псевдоморфоза гематита по магнетиту.

Мушкетовит – псевдоморфоза магнетита по гематиту.

По минералогическому составу выделяются следующие главные промышленные типы железных руд:

1. Магнетитовые (магнитные железняки).
2. Гематитовые (красные железняки).
3. Гидроокисные (бурые железняки).
4. Сидеритовые (шпатовые железняки).
5. Лептохлоритовые (силикатные).

Между перечисленными типами имеется ряд промежуточных разновидностей, часто в состав руд одного месторождения входит несколько минералов, а лептохлоритовые руды всегда сопровождаются сидеритом и гидроокислами железа.

По качеству железные руды делятся на мартовские (Fe > 54%, при минимальном содержании S и P), доменные (Fe > 45%) и требующие обогащения.

По составу шлакообразующих окислов выделяют руды кислые

(коэффициент основности $K_o = \frac{CaO + MgO}{SiO_2 + Al_2O_3} < 0,7$),

самоплавкие ($K_o = 0,7-1,1$) и основные ($K_o > 1,1$).

Железные руды содержат различные полезные и вредные примеси. Вредные примеси ухудшают качество получаемого чугуна (P, As) или отрицательно влияют на доменный процесс (Zn, Sn, S, Pb). К полезным примесям, оказывающим легирующее влияние на чугун и сталь, относятся Mn, Ni, Co, Cr, V, W.

Для увеличения коэффициента использования полезного объема доменной печи (ЭПК), представляющего частного от деления

суточного расхода шихты (m^3) на суточную выплавку чугуна (т) и колеблющегося в настоящее время от 0,85 до 1,15, добываемые железные руды обогащаются. При обогащении руды подвергаются дроблению, в некоторых случаях обжигу, и затем воздействию магнитного, гравитационного или электростатического полей. Менее распространены промывка, флотация. Осуществляется многократная "перечистка" полученных концентратов с целью максимального извлечения из руд железа (не ниже 70%) и получения наиболее богатого концентрата. Полученные концентраты подвергаются агломерации с целью их окучкования. В последние годы для окучкования стали прибегать к производству окатышей, которых в 1973 г. получено 150 млн.т. Сейчас переходят к плавке очень богатых концентратов с содержанием железа 63-65%.

Нижний предел содержания железа в добываемых рудах является функцией многих факторов: масштаба месторождения, типа руд, содержания шлакообразующих окислов, обогатимости, восстановимости. Так, например, для титаномагнетитовых руд нижний предел бортового содержания железа опускается до 14%, а для бурых железняков - только до 30%.

При дальнейшем развитии методов обогащения руд и использования иных методов их переработки, в частности, метода прямого восстановления, кондиции будут снижаться. Современная металлургия, особенно в СССР, использует в основном богатые и легкообогащаемые руды (на долю труднообогащаемых приходится всего 8,2%).

Общие запасы железных руд всех капиталистических развивающихся стран оцениваются в 232 млрд.т., а достоверные и вероятные - в 54 млрд.т. Мировая добыча железных руд в 1973 г. составила 820 млн.т. (таол. 1). Выплавка стали достигла в 1973 г. 696 млн.т., чугуна - 470 млн.т. Более половины запасов приходится на метаморфогенные месторождения и около пятой части - на морские осадочные.

Советский Союз по запасам и добыче железных руд намного опередил все другие страны. Балансовые запасы железных руд СССР на 1.1.1971 год по категориям А+В+С оценивались в 62,5 млрд.т. Перспективные запасы в десятки раз превышают разведанные. Из разведанных запасов 3/4 приходится на существенно магнетитовые руды. По типам руд запасы в СССР распределились следующим образом (в %): метаморфогенные магнетитовые - 68,1,

Запасы и добыча железных руд в капиталистических и развивающихся странах

Т а б л и ц а 1

СТРАНЫ	Запасы в млн. т. на 1971 г.		содержание в % железа	Добыча в 1973 году, в млн. т.
	Общие	Достоверные и вероятные		
Бразилия	80 000	10 000	55	50
Канада	34 000	8 500	22-60	49
Индия	22 000	10 000	62	35
Австралия	21 000	7 000	55-68	75
США	10 000	5 500	31	89,4
ЮАР	10 000	1 200	40-60	
Франция	7 060	4 500	30	55
Великобритания	4 600	2 860	53-30	
Швеция	3 400	2 400	58-68	34,5

магматические титаномагнетитовые - 11,8, магнетитовые и гематитовые вулканогенно-осадочные и постагматические - 7,6, осадочные бурожелезняковые - 14,5.

К настоящему времени основные запасы железных руд СССР сосредоточены в Европейской части (25,5% - КМА, 25% - Днепропетровская обл., Кривой Рог), 12% запасов приходится на Северный Кавказ и всего около 10% - на Сибирь и Дальний Восток. Дальнейшей задачей геологов СССР является улучшение географического размещения сырьевой базы черной металлургии в восточных районах страны, где перспективные запасы колоссальны.

Необходимо подчеркнуть, что в России в XIII и начале XIX веков изготовлялось столько железа, сколько во всех странах мира, вместе взятых. В 1970 году в СССР было добыто 420 млн. т. сырой железной руды, в 1975 году 530 млн. т. (233 млн. т. товарной). Производство чугуна в СССР составило в 1975 году 103 млн. т., стали - 141 млн. т.

ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗА

Многие особенности геохимии железа были рассмотрены А.Е.Черсиным еще в 1935 г. Железо является самым распространенным металлом, входящим в состав не только руд, но и разнообразных породообразующих минералов. Это один из элементов, образующих минералы почти всех минеральных классов. Минералы железа возникают в самых разнообразных условиях и концентрации его формируются в различной геологической обстановке. Это связано прежде всего с исключительной устойчивостью ядра атома железа и вместе с тем со сложностью строения внешних электронных оболочек, обуславливающих неустойчивость валентности и несимметричное заполнение внутренних орбит. Для Земли в целом содержание железа определяется в 37,04%, для земной коры - 4,85%. При этом содержание железа увеличивается от кислых магматических пород (2,7%) к основным (8,58%) и ультраосновным (9,85%). Наиболее высокое содержание железа зафиксировано в дунитах платформ (11,2%).

Железо вместе с другими элементами семейства обладает специфическими геохимическими свойствами, отличными от свойств большинства элементов (табл.2). Прежде всего железо относится к элементам переменной валентности, причем катионы Fe^{+2} и Fe^{+3} имеют незаполненный внешний слой, что обуславливает их сильное поляризующее действие, усиление роли ковалентной и уменьшение роли ионной связи железа с кислородом. Для почти всех элементов семейства железа характерна отчетливая склонность к образованию окислов с высокой энергией кристаллических решеток (Fe^{+3} - 3419,5 ккал/моль) и относительно низкой температурой плавления (по сравнению с оксидами Al, Mg и Ca). Повышенные окислительные свойства железа связаны с высокими значениями его электроотрицательности. Вследствие высокой энергии связи с кислородом ионы железа способны отнимать кислород у более слабых катионов щелочных и щелочноземельных металлов, образуя при этом комплексные анионы типа $[Fe_2O_4]^{2-}$, $[FeO_4]^{3-}$ и $[Fe_2O_4]^{4-}$.

В эндогенных условиях для железа наиболее типична двухвалентная форма, однако в условиях повышения кислородного потенциала легко образуется и трехвалентное железо. Закисное железо изоморфно с Mg, Mn²⁺, Ni, Co, окисное железо способно к изоморфным замещениям с глиноземом, окисью хрома, окисью

Т а б л и ц а 2
Геохимические константы элементов семейства железа

Элемент	Поряд- номер	Атомн. вес	Атомн. веса	Домини- рующим изотопы	Кларк земной коры	Атомн. радиус R _a	Валент- ность	Ионный радиус R _i	Электро- отрица- тельность, ккал/ квал.	Темпера- тура плавления, °С
Ti	22	47,90	48-73,94%	И -26	0,45	1,46	4	0,64	250	1800
V	23	50,942	51-99,76%	И -28	0,009	1,34	5	0,59	300	1710
Cr	24	51,996	52-83,76%	И -28	0,0083	1,27	6	0,52	350	1615
Mn	25	54,938	55-100,0%	И -30	0,10	1,30	4	0,52	305	1260
Fe	26	55,847	56-91,66%	И -30	4,65	1,26	3	0,67	235	1535
Co	27	58,932	59-100,0%	И -32	0,0018	1,25	2	0,80	185	1480
Ni	28	58,71	58-67,88 60-66,23	И -30 и 32	0,0058	1,24	3	0,64	299	1452

Примечание. А - по новой шкале 1961; Исогони - по Г.Фринлендеру, Дж.Кеннеди, Дж.Диллеру (1967); Кларк - по А.П.Виноградову (1962); В - по Г.В.Бондари и Ч.В.Деллаву, т.20 А.С.Пурвартных (1963).

марганца и другими полупроводящими оксидами.

В связи с процессами кристаллизации ультраосновных расплавов промышленных месторождений железа не образуется. Несмотря на высокое содержание в таких расплавах железа, в них отсутствуют условия для образования окислов. В них практически нет летучих, щелочей, мало титана, алюминия и кальция, играющих исключительную роль в процессах мобилизации и миграции железа. В гипербазитах почти все железо связано в железо-магnezимальных силикатах ($\text{RiMg}^{2+} = 0,78 \text{ \AA}^0$).

Образование основной массы эндогенных железорудных месторождений связано с процессами дифференциации базальтовой магмы. В зависимости от величины окислительно-восстановительного потенциала при дифференциации может происходить уменьшение содержания железа в расплаве ("путь Боуэна") или увеличение его в конечных дифференциатах - "путь Феннера". Постепенная смесь титаномагнетитовых руд рутит-гематитовыми при дифференциации расплавов позволяет допускать, что давление кислорода в системе в процессе ее кристаллизации остается постоянным или даже возрастает. При этом рудное вещество выделяется из магмы на некоторой промежуточной стадии ее кристаллизации с образованием рудного расплава (А.Н. Заварицкий) вследствие несмесимости окислов Fe и Ti с силикатом натрия и наличием летучих.

При увеличении в расплавах содержания глинозема и щелочных металлов вместо силикатов железа образуются алюмосиликаты с выделением магнетита или гематита. Увеличение концентрации кислорода, углекислоты и воды по мере приближения к поверхности земли также вызывает освобождение железа из оливина и пироксена вследствие перехода $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Соотношение окисного и закисного железа определится также щелочностью исходного расплава и глубиной становления магматических тел. Увеличение щелочности расплава и падение парциального давления водяного пара по сравнению с общим давлением, что отмечается для зоны относительного градиента давлений, которая расположена выше литостатической зоны, а также в пределах тектонических нарушений, способствуют возрастанию роли окисного железа и тем самым отделению его от силикатов. Именно этим объясняется образование магнетитовых рудных тел в карбонатах, являющихся производными ультраосновных-щелочных расплавов.

Ассимиляция магмой известняков вызывает энергичное вы-

теснение железа кальцием из симботаксических групп силикатов. Если ассимиляция пород с повышенным содержанием CaO , Al_2O_3 , CO_2 , H_2O , Na_2O носит характер диффузионного магматического замещения и происходит на достаточно большой глубине в относительно закрытой системе, образуются магнетитовые расплавы, дающие начало магматическим месторождениям. При инфильтрационном магматическом замещении доломитов возникают магнетитовые скарны с магнетитом.

Пневматолито-гидротермальные месторождения магнетита связаны с различными производными базальтовой магмы. Образованию крупных месторождений в связи с производными гранитной магмы препятствуют низкое содержание железа в расплаве и высокая степень его полимеризации.

Обособление рудных компонентов из силикатных расплавов и перенос железа постмагматическими растворами осуществляется с помощью комплексных соединений. Большая роль в постмагматическом рудообразовании принадлежит комплексам со смешанными аддендами. Состав аддендов может меняться в связи с эволюцией химического состава растворов, а также при взаимодействии с химически активными породами. Если адденды рудных комплексов могут быть различными, то в качестве катиона в них всегда выступают водород или щелочные металлы, особенно часто натрий. По вопросу о кислотности-щелочности растворов, несущих железо, единого мнения нет. Д.В.Калинин доказывает, что эти растворы имеют кислую реакцию и железо в них присутствует в виде хлорацидокомплексов типа $\text{Na}_2[\text{FeCl}_4]$ и $\text{Na}[\text{FeCl}_4]$, А.Л.Павлов обосновывает возможность переноса железа аммиачными, цианидными, гидросульфидными, кислородными, карбонильными и карбонилгидридными комплексами, устойчивыми в щелочных растворах, обладающих восстановительными свойствами. По его данным отложение железа в виде магнетита связано с подкислением и окислением растворов в результате взаимодействия их с вмещающими породами и с падением температуры.

Разложение комплексов происходит прежде всего вследствие резкого падения давления при "всасывании" растворов на участках их формирования в различные структурные ловушки. При этом имеет место удаление адденда из комплекса и образование минерала. Адденды могут связываться щелочно-земельными металлами с образованием магнетита, карбонатов, хлор- и гидроксилсодержащих минералов. Вследствие этого магнетитовые руды скарно-

вых месторождений характеризуются высоким содержанием MgO и CaO и пониженным содержанием SiO_2 . Для них характерны высокие значения потерь при прокаливании и разнообразие элементов-примесей.

Кроме типичных глубинных интрузивных комплексов, с которыми связаны магматические и скарпные месторождения железа, на ранних стадиях развития геосинклиналей нередко формируются сложные вулканоплутонические комплексы и вулканогенно-осадочные формации, включающие вулканогенные месторождения железа. При этом вместе с железом в область его осаждения поступает громадное количество кремнезема и иногда марганца. Так как процесс осаждения железа осуществляется в области резкого перепада давления и в условиях более высокого парциального давления кислорода, образуются гематит или лимонит. Резкое изменение рН, Eh, T и P в области разгрузки гидротерм приводит вначале к образованию гелей окислов железа и кремнезема, способных адсорбировать положительно и отрицательно заряженные ионы. С этим связано повышенное содержание в таких рудах германия и ряда других элементов-примесей.

В экзогенных условиях также отчетливо проявляется двойственность атома железа, связанная со способностью давать двух- и трехвалентные ионы, образовывать простые и сложные комплексные соединения, входить в состав различных минералов. В окислительной обстановке коры выветривания наиболее устойчивыми соединениями железа являются его окислы и наименее устойчивыми — карбонаты и другие минералы, содержащие закисное железо. Однако условия для миграции железа в ионной форме оказываются весьма неблагоприятными.

Окисное железо может переходить в раствор только при очень низких значениях рН (< 2,5). Речные воды содержат растворенного железа всего 0,1–0,2 мг/л. В грунтовых водах его оказывается несколько больше — 0,3–0,4 мг/л, иногда до 27 мг/л. Повышение рН усиливает гидролиз солей Fe^{3+} с образованием гидроксида, которая быстро коагулирует и в виде взвеси перемещается в проточных водах и осаждается в гидродинамически спокойной обстановке. Полная садка железа происходит при значениях рН не выше 5,5. Еще быстрее осаждение железа идет при наличии в растворе солей Ca, Mg и щелочных металлов.

Закисное железо устойчиво только при низком кислородном

потенциале в кислой или близкой к нейтральной среде, чему способствует наличие органики или уголекислоты, с которыми железо образует железоорганические соединения или бикарбонаты. Поэтому в экзогенных условиях только закисное железо может переноситься в растворенном состоянии, так как в присутствии кислорода Fe^{3+} практически нерастворимо.

В условиях наземного вулканизма местами создаются благоприятные условия для миграции железа вследствие того, что воды здесь при окислении H_2S до H_2SO_4 становятся ультракислыми. Такие воды выщелачивают из туфов громадные количества Al , Fe , Mn , Ca , Mg и на месте исходных пород образуются алузитовые кварциты. При поступлении таких вод в морские бассейны вначале отлагается Al (pH гидролиза = 2-4), затем $Al+Fe$, дальше от берега выпадает железо (при $pH=4-6$) и еще глубже - Mn ($pH=8-9$). Совместное осаждение гидроокислов Fe и Mn возможно при $pH=6,7$ ($E_h = +420$ мв). В кислой среде происходит их разделение. Вследствие более быстрого окисления Fe^{2+} по сравнению с Mn^{2+} интервал разделения Fe и Mn в морских бассейнах растягивается ($pH=6,7-8,5$ и $E_h = +420$ до 330 мв) и происходит пространственное разделение руд Mn и Fe . В зависимости от гидродинамических условий осаждения и особенностей кислородного режима иногда может происходить совмещение в пространстве руд марганца и железа, но обычно это имеет место при подводной fumarольно-сульфатной деятельности.

В зависимости от положения кислородной поверхности в водном бассейне могут формироваться различные типы железных руд. Ближе к берегу, в окислительной обстановке, отлагаются гидроокисные руды. Если кислородная поверхность располагается немного ниже поверхности осадка, в слабощелочной или нейтральной среде отлагаются лептохлоритовые руды, иногда с гидратами окиси алюминия и сидеритом. На еще большей глубине, когда кислородная поверхность совпадает с поверхностью осадка и среда будет слабовосстановительной, образуются сидеритовые, шамозитосидеритовые руды, иногда с родохрозитом. Наконец, в восстановительной среде, когда кислородная поверхность располагается выше поверхности осадка, происходит отложение сидерита и пирита. Однако положение кислородной границы в морских бассейнах обычно меняется и поэтому в железных рудах осадочного происхождения наблюдается совместное присутствие

гидроокислов, карбонатов и силикатов железа. Для морских осадочных руд железа характерно повышенное содержание фосфора, мышьяка, ванадия и марганца.

В процессе метаморфизма в сформированных осадочных концентрациях железа осуществляется ряд преобразований. Прогрессивный метаморфизм приводит к образованию более обезвоженных, но не обязательно более восстановленных или окисленных ассоциаций. Гематит и магнетит в равной степени устойчивы при метаморфизме. Однако при этом нередко отношение $Fe^{2+}:Fe^{3+}$ увеличивается и за счет гематита возникает магнетит. Причиной восстановления железа может быть повышение парциального давления водорода вследствие увеличения температуры и давления в системе и окисления закисного железа силикатов. При прогрессивном метаморфизме железисто-кремнистых пород в присутствии воды за счет магнетита и кремнезема может происходить образование железистых силикатов. По данным Ю.Л.Мельника, равновесие сидерит+гронерит+магнетит является моновариантным и при $P=4-8$ тыс. атмосфер отвечает температуре $420-530^{\circ}C$. При более высокой температуре имеет место бивариантное равновесие гронерит+магнетит, сменяющееся при температуре более $550-650^{\circ}C$ равновесием гронерит+фаялит, а при $670-700^{\circ}C$ — одним фаялитом.

В процессе регионального метаморфизма растворения окислов железа и перемещения его не происходит, так как метаморфизующие растворы являются равновесными с оксидами железа. Миграции железа при метаморфизме препятствует щелочной характер метаморфизующих соков — растворителей, переводящих в раствор только элементы с низким потенциалом ионизации, устойчивые при высоких значениях pH (81).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Имеется несколько классификаций месторождений железных руд. В последнее время Г.С.Момджи (1970) предлагает пользоваться геологической классификацией, в которой классификационными признаками являются региональные рудоконтролирующие факторы. Мы принимаем генетическую классификацию, единую для всех металлов и принятую большинством геологов.

А. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Магматические.

П. Карбонатитовые.

Ш. Постмагматические.

1У. Вулканогенно-осадочные.

Б. ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Остаточные коры выветривания.

П. Инфильтрационные

Ш. Осадочные

1. Континентальные

2. Морские

В. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

К магматическим относятся месторождения железных руд, образующихся при кристаллизации остаточных рудных магм, обогащенных железом, нередко титаном, отчасти ванадием, а иногда и фосфором.

Пространственно и генетически они связаны с магматическими породами, являющимися производными глубинной базальтовой и реже щелочной магмы, поступающих в верхние горизонты земной коры в ранние этапы геосинклинального развития или во время тектоно-магматической активизации стабилизированных структур. В некоторых регионах отчетливо устанавливается связь железоносных интрузивных формаций с коагматическими спилито-диабазовой, спилито-кератофировой или кварцево-кератофировой, а иногда и с трахитандезитовой вулканическими формациями.

Образование магматических месторождений происходит в процессе дифференциации силикатных расплавов, поступающих по разломам глубокого заложения. Дифференциация начинается еще в первичных очагах, продолжается в промежуточных очагах, на месте локализации расплавов и по пути их движения. Рудные расплавы возникают на разных стадиях дифференциации основной или щелочной магмы, причем в обособлении их от силикатной части, вероятно, большая роль принадлежит процессам ликвации. Кристаллизация рудных расплавов заканчивается значительно позже кристаллизации силикатов, хотя выделение кристаллов магнетита и титаномагнетита начинается в ряде

случаев еще тогда, когда шликатный расплав обладает значительной подвижностью. Необходимо подчеркнуть, что в типичных магматических месторождениях, формирующихся в гипабиссальных или мезоабиссальных условиях, рудные тела не выходят за пределы интрузива.

Среди магматических месторождений можно выделить следующие главные генетические и промышленные типы:

1. Магнетитовые малотитанистые в интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой формации (Восточный склон Урала - Качканарское, Первоуральское и др.; Восточный Саян - Лысанское; Кузнецкий Алатау - Усинское и др.).

2. Ильменит-магнетитовые, титаномagnetитовые в габбровых, габбро-амфиболитовых интрузивах (Южный Урал - Кусинское и др.)

3. Титаномagnetитовые высокотитанистые в габбровых и габбро-диабазовых псевдостратифицированных интрузивах (Карелия - Пудожгорское; Алтай - Харловское).

4. Ильменито-магнетитовые и титаномagnetитовые в интрузивах габбро-эпирокситовой формации древних платформ (Балтийский щит - Цагинский массив, интрузивы Кейв и др.; Алданский щит - Джугджурские интрузивы; Канадский щит - Адиродакский массив и др.; Африканский щит - Бушвельдский комплекс).

5. Магнетитовые и апатит-магнетитовые близповерхностные и вышедшие в связи с сиенит-порфирами и трахи-андезитами (Швеция - Кирунавара; Чили - Эль Лако; США - Штат Мичиган; Алтай - Маркакульское).

Рудные тела магматических месторождений представлены пластобразными или жилообразными залежами, зонами и слоями вкрапленников с шшировыми и жило- и линзообразными обособлениями богатых руд. Встречаются многоэтажные залежи. Размеры отдельных рудных тел нередко весьма значительные: по простиранию они прослеживаются на сотни и даже тысячи метров при мощности до нескольких десятков метров.

Главные рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, иногда титаномagnetитом. Содержание этих минералов и взаимоотношения друг с другом оказываются различными в зависимости от состава материнских пород и степени метаморфизма руд. Имеются все переходы от существенно магнетитовых руд с тонкими пластинами ильменита до ильменит-магнетитовых руд аллотриоморфноверистой структуры с размером зерен в 1-1,5 мм. В небольшом количестве и не всегда встречаются сульфиды железа и меди. В некоторых месторождениях в рудах много апа-

тита.

Из нерудных минералов присутствуют главные породообразующие минералы материнских вмещающих пород, в ряде случаев сильно измененные. Часто пользуются развитием метасоматические минералы: актинолит, эпидот, хлорит, тремолит, зеленая роговая обманка, иногда биотит, гранат, рутил.

Текстура руд массивная, вкрапленная, полосчатая, такситовая. Структура сидеронитовая. Характерны следующие геохимические ассоциации элементов: а) Fe-Ti-V ; б) Fe-Ti-Cu в) Fe-P . Содержание железа и титана колеблется в широких пределах. Руды высокоглиноземистые, кислые. Известны месторождения с запасами в несколько миллиардов тонн, но в многочисленных более мелких месторождениях запасы определяются в десятки и сотни миллионов тонн.

Вопросы генезиса магматических месторождений железа детально рассмотрены А.Н.Заварицким, А.В.Пеком, И.И.Мальшевым, М.Н.Годлевским и рядом других ученых-геологов. Ни у кого из них не вызывает сомнения возможность кристаллизации окислов железа и титана из остаточного расплава базальтовой магмы, обогащенного летучими. Об этом свидетельствуют сидеронитовая структура руд, образование своеобразных габбро-пегматитовых структур, развитие горнблендитов, гранатизация плагиоклада на контакте с рудными телами; образование келифитовых кайм на контакте рудных зерен с плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой. Эти каймы состоят из вторичной зеленой роговой обманки, хлорита, биотита, граната и соссурита.

Форма рудных тел и текстурно-структурные особенности руд определяются содержанием летучих и рудных компонентов в расплаве, а также тектоническим режимом, при котором идет формирование интрузива. При относительно невысоком содержании летучих окислы железа и титана выделяются еще до начала массовой кристаллизации силикатов и под влиянием внутренних конвекционных течений перемещаются в расплаве, постепенно концентрируясь в участках замедленного течения, образуя зоны рассеянной вкрапленности, шпирь. Возможно, окислы железа, также как и силикаты, в этот момент находятся еще в жидком состоянии, но уже оформились в виде сиботаксисов. Присутствие летучих задерживает выпадение окислов железа и титана в твердую фазу и они сохраняют подвижность до почти полной кристаллизации силикатов. При возникновении скальвающих усилий и увеличении тангенциального давления может осуществля-

ся многократное отжимание рудного расплава вместе с нераскристаллизованными силикатами в тектонически ослабленные зоны. Многочисленные подвижки в интрузиве приводят к образованию рудных струй, зон, жил, причем наиболее богатые руды формируются на последних стадиях остывания массива.

К а ч к а н а р с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Находится на восточном склоне Среднего Урала, в 30 км к северо-западу от ст. Нижняя Тура.

Район месторождения сложен слюдяными и кремнистыми сланцами ордовика, на которых лежат основные эффузивы силура. Между ордовикскими и силурийскими отложениями расположен рудоносный Качканарский габбро-пироксенитовый лакколит, нижние горизонты которого сложены перидотитами, оливковыми пироксенитами, а верхние - диаллагитами и габбро.

Рудные тела имеют форму неправильных очертаний изометричных штоков и валежей площадью до $1,1 \text{ км}^2$. Общая площадь валежей промышленных руд около $12,5 \text{ км}^2$ (рис.1).

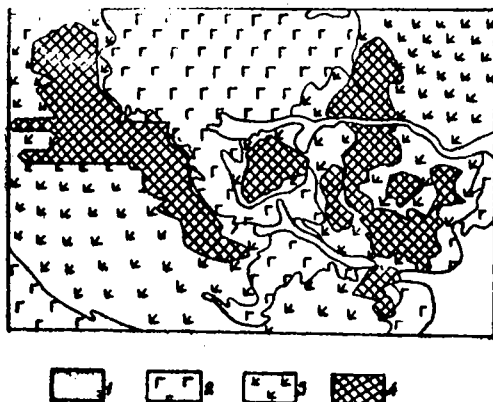


Рис.1. Схема геологического строения района Гусевогорского и Качканарского месторождений (по З.Рупасовой, из книги "Рудные месторождения СССР, т.1, 1974).

1-ордовикские сланцы; 2-габбро; 3-пироксениты; 4-рудные валежи.

Контакты рудных тел с вмещающими породами расплывчатые и ст-бываются по данным опробования. Главная масса руд сосредоточена в пироксенитах, габбро и горнблендитах. Руды пересечены дайками плагноклазитов.

Руды преимущественно крапленые, иногда шпорово-шолосчатые, реже массивные. Зернистость руд находится в прямой зависимости от размеров зерен породообразующих минералов вмещающих пород и колеблется в пределах от 0,05 мм до 3 мм и более. Преобладают руды с размером зерен 0,2-3 мм.

Главным рудным минералом является магнетит, содержащий пластинки ильменита (2-18%). В подчиненном количестве наблюдаются сульфиды Fe, Cu и Ni, шредка - палладистая платина. Из нерудных минералов наиболее распространены пиррофены, амфиболы, серпентин, плагноклазы. Имеются и метасоматические минералы: эпидот, цомвит, хлорит, биотит.

Содержание железа в контурах промышленных залежей колеблется от 14 до 34%, TiO_2 - от 0,8 до 2%, Fe_2O_3 - от 0,05 до 0,31%, р и в практически отсутствуют. Запасы руд около 6 млрд. т.

К у с н и с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено на западном склоне Южного Урала в 23 км к северу от города Златоуста.

Рудные тела приурочены к северо-восточной части Кузнецко-Чернореченского габбро-амфиболитового массива линейной формы. Длина его 15 км при ширине 0,3-1,4 км. Габброиды прорывают протерозойские доломиты, кристаллические сланцы и кварциты. Вдоль юго-восточного контакта габброидов с кварцитами и сланцами внедрились гранитоиды, превращенные в гнейсограниты (рис. 2). Сами габброиды также метаморфизованы; за счет их образовались амфиболиты, горнблендиты, биотитовые сланцы, эпидоциты, амфибол-хлоритовые, амфибол-гранатовые породы, слюдяные и хлоритовые сланцы.

Рудные тела имеют хаотическую форму. Выявлено четыре субпараллельных или сплошных руд, приуроченных к бесполовошпатовым амфиболитам, и зоны крапленного оруденения в меланократовых амфиболитах. Тела сплошных руд прослеживаются по простиранию на 450-2750 м и на глубину от 10-30 до 100-400 м. На глубине рудные тела расщепляются и переходят в многочисленные рудные струйки, окруженные крапленными рудами. Мощ-

ность рудных тел для основных валехей равна 3-4 м, местами достигает 8 м. Есть и меньших размеров жилы с длиной по простиранию не более 300 м и мощностью от 1,5 до 9,5 м. Падение рудных тел крутое, рудные залежи разорваны послерудными сдвигами с амплитудами 70-75 м.

Текстуры руд массивные и реже вкрапленные.

Главные рудные минералы: магнетит (35-85%) и ильменит (20-30%), в виде зерен размером от 0,06 до 1,0 мм, чаще 0,2-0,3 мм. Местами в небольшом количестве встречаются сульфиды железа и меди, гематит, хромит, хлорит, гранат, биотит, кварц, кальцит, апатит. Во вкрапленных рудах много амфибола. Ильменит занимает промежутки между зернами магнетита, а местами наблюдается и внутри их в виде пластинок.

Отмечается изменение вмещающих пород, выражающееся в образовании хлорита и граната в виде оторочки мощностью 0,2-0,4 м в вальсандах рудных тел, особенно в висячем боку.

Средний химический состав массивных руд: Fe - 50-57%, TiO_2 - 10-20%, Ca_2O_3 - 1-2%, B - 0,1%, V_2O_5 - 0,5%, P_2O_5 - 0,01%, CaO - 0,7-7%, MgO - 4-9%, SiO_2 - 6-13%.

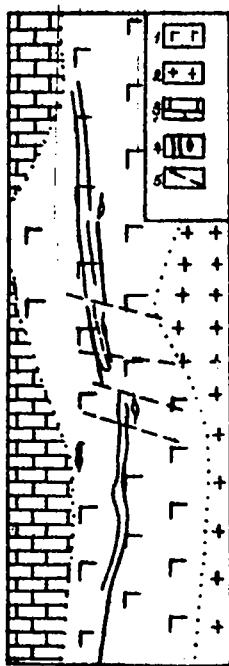


Рис.2. Геологическая карта Кузнецкого месторождения (из И.Г.Магакьян, 1961).

1-габро и амфиболиты; 2-гранитогнейсы; 3-доломиты; 4-рудные валехи; 5-нарушения.

Харловское месторождение

Находится на северо-западе Горного Алтая, в 85 км на юго-восток от ст.Поспелиха. Открыто в 1951 году и слабо разведано.

Месторождение представлено доломитом габбро площадью $4 \times 5 \text{ км}^2$, прорывающим терригенные породы ордовика и расположенном на стыке Талицкого антиклинория с Трусовско-Суеткинским геосинклинальным поднятием. Габброиды прорваны гранитоидами. Возраст габброидов девонский.

Массив имеет изометричную форму с падением контактов и горизонтов рудных и безрудных габбро к центру под углом $45-60^\circ$ (рис.3). Псевдосложность проявляется отчетливо и выражена

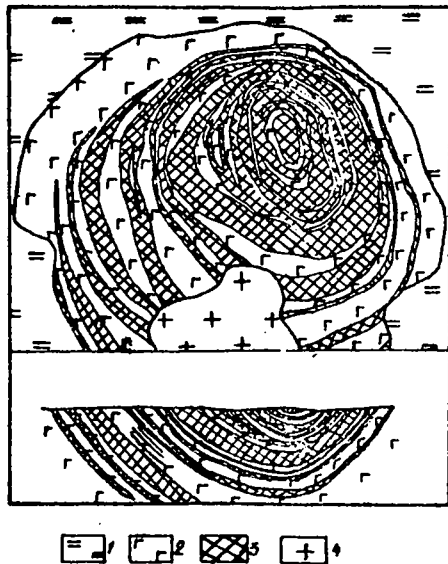


Рис.3. Харловское месторождение.

Геологический план и разрез по М.И.Селиверстовой (197Е).

1-роговики по терригенным породам; 2-габбро-нориты; анортозиты; 3-габбро-"рудное"; 4-граниты.

в чередовании рудных мелаократовых и безрудных лейкократовых габбро, габбро-норитов, норитов и анортозитов с мощностью пород от нескольких миллиметров до десятков метров.

на месторождении выявлено более 10 рудных залежей, прослеженных по простиранию на 425-2650 м, по падению на 900-1000 м при мощности 16-140 м (при среднем содержании валового железа не менее 14%).

Руды окрашенные, сидеронитовой, окрашенно-полосчатой текстуры, мелкозернистые (0,05-0,2 мм).

Главные минералы - титаномагнетит (23-31%), ильменит - (1,5-5,2%). Нерудные минералы представлены оливином, пироксеном, плагиоклазом. Местами пользуются развитием кальцит, серпентин, гранат, биотит, хлорит, эпидот, апатит.

Среднее содержание $Fe_{вал}$ = 15,3%, TiO_2 = 5,9%, V_2O_5 = 0,08%.

Общие перспективные запасы оцениваются в 3-4 млрд. т. (Беливерстова, 1970).

М е с т о р о ж д е н и е Л а к о

Находится в центральной части Анд, близ границы Чили с Аргентиной и Боливией.

Рудные тела месторождения располагаются по периферии пика Лако, который приурочен к месту древнего кратера. Вулканическое сооружение сложено лавами и субвулканическими телами андезитового состава, сформировавшимися в древнечетвертичное время (рис.4).

Магнетитовые тела образуют эллипс, длинная ось которого имеет длину около 7 км, а короткая - 3 км. Выявлено пять магнетитовых потоков, представляющих собой полукольцо, обращенное выпуклой стороной вниз по склону. Диаметр полукольца 300-900 м, мощность залежей около 60 м. Руды залегают на андезитовых лавах, в контакте осветленных, пиритизированных и эпидотизированных, хлоритизированных и актинолитизированных. Поверхность магнетитовых потоков иногда волнистая, гладкая, напоминает поверхность базальтовых потоков. В других частях эта поверхность имеет глыбовое строение.

Руды сливные, пористые, нодреватые, пузырчатые, иногда со столбчатой отдельностью или флюидальностью.

Главные минералы: магнетит, маггемит, гематит, лепидокрокит. Из нерудных минералов, в небольшом количестве встречается кварц, плагиоклаз, актинолит, скаполит и апатит.

Ориентировочные запасы составляют 50-70 млн. т. (Старостин, Кудрявцева, 1973).

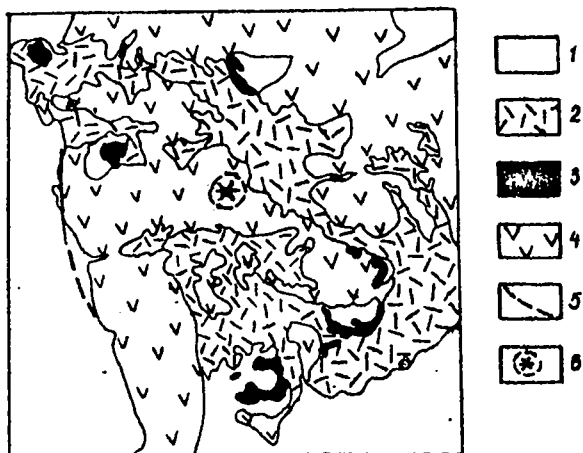


Рис.4. Схема геологического строения месторождения Лако (согласно J. Sanchez и J. Filler и др., 1965 с упрощениями. Геология рудных месторождений, №3, 1973)

1-аллювиальные, делювиальные современные и ледниковые плейстоценовые отложения; 2-гидротермально-измененные породы; 3-рудные тела; 4-серия "Лако"; 5-разлом; 6-пик Лако.

К и р у н а в а р а

Расположено в округе Норботтен в шведской Лапландии. В основании разреза района г.Кируны находятся древние граниты (2800 млн.лет). На них с перерывом лежат метаморфизованные зеленокаменные вулканогенные породы (спилиты и диабазы), перекрытые своеобразными конгломератами с галькой апатит-магнетитовых руд, сиенитов и магнетитовых сиенит-порфиров (рис.5). Эти конгломераты можно рассматривать и как брекчии (Б.Т.). Выше следуют покровы сиенит-порфиров или кератофиров, среди которых в основании встречаются интрузивного облика сиениты, а выше наблюдаются сиенит-порфиры с магнетитом, содержание которого достигает 35%. В кровле они сменяются магнетитовыми и апатит-магнетитовыми рудами, образующими главное рудное тело. Висячем боку рудного тела залегают кварцевые порфиры

или кварцевые кератофиры – серия эффузивных потоков, горизонтов туфов и агломератов. Границы их с рудным телом развие.

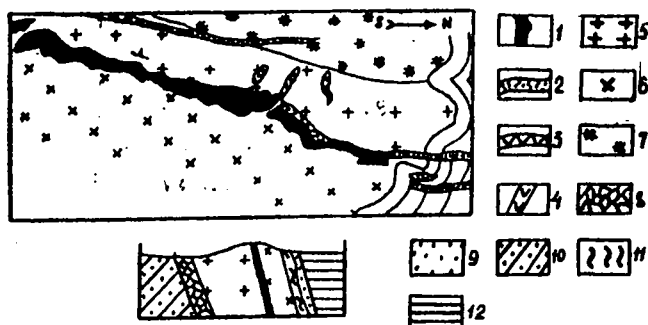


Рис.5. Карта железорудного района Кируна (по Лундбому и Петерсону) и обобщенный разрез (по П.Гейеру)

- 1-железная руда; 2-руда, перекрытая наносами;
 3-дайки апатита; 4-дайки кварцевого порфира;
 5-сиенит-порфир; 6-кварцевый порфир; 7-сиенит;
 8-Конгломерат; 9-песчаник; 10-зеленокаменные породы; 11-филлиты; 12-гравакки.

В кровле кварцевых порфиров находятся пластообразные апатит-гематит-магнетитовые руды месторождений Ректор, Метайнен и Кокутсвара. На этих рудах лежит толща порфиров с прослоями туфов, линзами и пачками сланцев, филлитов и джеспилитов (2090-2140 млн.лет). На месторождении Кирунаваре на кварцевых порфирах трансгрессивно и с угловым несогласием залегает толща вулканогенно-осадочных пород протерозоя (1500-1700 млн. лет).

Главное рудное тело имеет пластообразную форму и прослежено по простиранию на 4745 м, а по падению – до 2000 м. Мощность его колеблется от 34 до 158 м. В сторону висячего бока отходят апофизы руды, а в лежащем боку наблюдается своеобразная рудная брекчия, где имеются зоны солиженных прожилков руды и обломки сиенит-порфиров, сцементированные магнетитом. В других месторождениях района рудные тела имеют линзообразную форму.

Главная масса руд имеет массивную текстуру, хотя местами отмечается полосчатость, согласная ориентировке зерен магнетита и апатита, иногда руды порфировидные. В некоторых участках руды брекчированы, грубо рассланцованы.

Руды сложены магнетитом или магнетитом и апатитом. В последнем случае наблюдаются аллотриоморфновершинные сростания, хотя встречаются полоски и реже секущие жилки апатита. Содержание силикатов в массивных рудах составляет всего 3-10% и представлены они актинолитом, диопсидом, биотитом, реже ортитом, турмалином. Во вмещающих породах развиты актинодит-скаполитовые породы, в них проявляется серицитизация, карбонатизация, турмалинизация. Порфиры из красных превращаются в серые.

Химический состав магнетитовых руд Кируны (в вес %):
 Fe = 68,9%, SiO₂ = 2,00, TiO₂ = 0,38, Al₂O₃ = 0,33, MgO = 1,00,
 CaO = 0,72, P₂O₅ = 0,04, S = 0,04, V = 0,17 и апатит-магнетитовых руд: Fe = 61,4, SiO₂ = 1,40, TiO₂ = 0,18, Al₂O₃ = 0,77,
 MgO = 0,94, CaO = 7,06, P₂O₅ = 5,19, S = 0,03.

Образование месторождения связывается с глубинной дифференциацией сиенитовой магмы, от которой обособился магнетитовый расплав, богатый летучими (F и P). Другие исследователи относят месторождения Сев.Швеции к вулканогенно-осадочным метаморфизованным.

Многие признаки говорят о том, что руды Кируны представляют древние метаморфизованные потоки магнетитовых расплавов. Предположение о вулканогенно-магматическом происхождении месторождения было впервые высказано П.Гейером в 1910 г, затем поддержано Ч.Парком в 1961 г. и обосновано Ф.К.Руисом в 1966г.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения железа в карбонатитах формируются сравнительно редко и их удельный вес в балансе разведанных запасов железных руд невелик. Подобные месторождения известны на Балтийском щите (Африканда, Ено-Ковдорское и др.) и Сибирской платформе (Туринское и др.).

Карбонатитовые месторождения образуются в процессе интенсивно идущей дифференциации щелочных-ультраосновных расплавов, от которых отделяется карбонатитовый расплав, переходящий в пневматолито-гидротермальную жидкость. Эти месторождения несут в себе черты магматических, пегматитовых и пневматолитовых образований.

Характерной особенностью таких месторождений является приуроченность к многофазным интрузиям центрального типа, имеющим зональное строение и сложным оливинитами, перидо-

титами, пироксенитами, мельтейгитами, ийолитами, уртитами. На контакте щелочных пород и гипербаазитов формируются мелилитовые породы и слюдиты, а вмещающие массивы гнейсы фенизированы. Карбонатитовые тела в виде сплошных полей, жил и линз тяготеют к центральным частям интрузивов.

Рудные залежи также располагаются ближе к центру массивов, имеют трубообразную и жилкообразную форму. По минеральному составу среди них выделяются: а) перовскит-титаномagnetитовые руды (Африканда) и б) апатит-оливин-магнетитовые, кальцит-магнетитовые руды (Бно-Ковдорское). В значительных количествах присутствуют минералы циркония, тантала, ниобия, редких земель. Из нерудных минералов присутствуют пироксены, амфиболы, кальцит, нефелин, флогопит, апатит, форстерит. Руды массивные, полосчатые, крапчатые, пятнистые, мелко-крупнозернистые.

Судя по характеру парагенезисов и текстурно-структурным особенностям руд, в образовании их принимали участие пневматолито-гидротермальные растворы, богатые летучими. Г.А. Соколов и В.М. Григорьев (1974) относят эти месторождения к магматическим.

К о в д о р с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Находится в пределах Балтийского щита, в северо-западной части Мурманской области. Месторождение приурочено к массиву ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов площадью около 40 км², прорывающих гнейсы Беломорской серии. Вокруг массива сформировался широкий (до 4 км) ореол фенизитов (рис. 6).

Интрузив многофазный и сложен оливинитами, пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. К контакту ультраосновных и щелочных пород приурочено полукольцевое тело мелилитовых и монтичеллитовых пород мощностью до 1 км.

Главное рудное тело длиной более 1,3 км и шириной 100-800 м залегает в юго-западной части массива среди ийолитов и пироксенитов. Руды от вмещающих пород отделены оторочкой флогопит-apatит-форстеритовых пород мощностью 20-120 м.

Текстура руд полосчатая, крапчатая, пятнистая и массивная. Структура аллотриоморфнозернистая, крупнозернистая (0,3-3 мм и более).

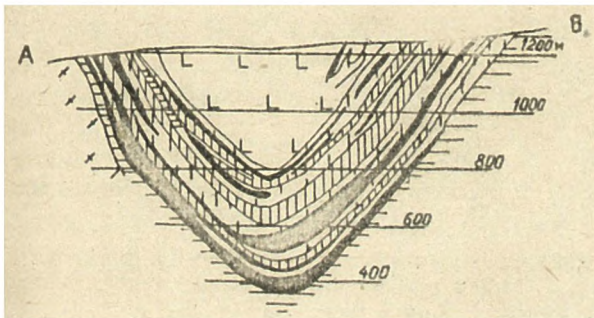
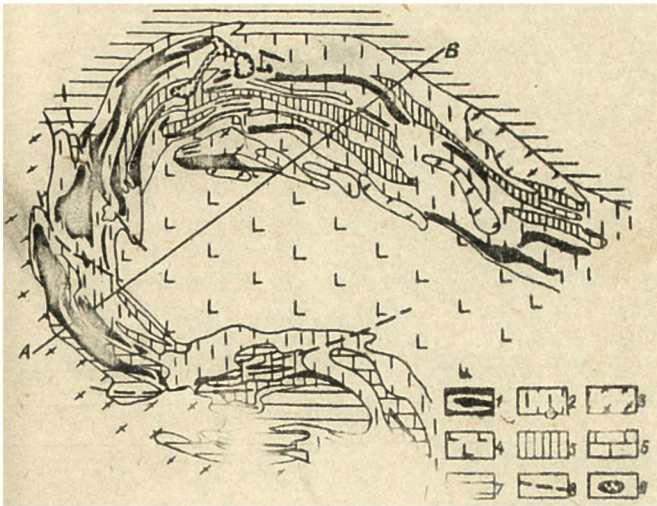


Рис.6. Схематическая геологическая карта Ковдорского магнетитового месторождения (по В.И.Намолюко и А.С.Михалевичу, 1950 г. с дополнением О.М.Римской-Корсаковой, 1963 г.):

1-доломитовые карбонаты; 2-кальцитовые карбонаты; 3-кальцит-магнетитовые и апатит-кальцит-магнетитовые руды; 4-5-магнетитовые руды: 4-с кальцитом, апатитом, форстеритом, флогопитом; 5- с шпатитом, форстеритом, флогопитом; 6-apatит-форстеритовые породы; 7-иолит-уртиты, ийолиты и мельтейгиты; 8-пироксениты; 9-фени-ты; 10-зоны развития франколита; 11-полосчатость магнетитовых руд; 12-простираание магнетитовых жил (а) и рудных зон (б)

Главные минералы: магнетит с повышенным содержанием магния ($MgO = 4,7-7,9\%$) и алюминия ($Al_2O_3 = 2-4,4\%$). В небольшом количестве присутствуют ильменит, пирротин, халькопирит, пирит. Характерна вкрапленность пироклора и бадделейта, которые умеренны и в карбонатах. Из нерудных минералов пользуются распространением кальцит, форстерит, апатит, флогопит. По составу выделяются следующие типы руд: кальцит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, флогопит-apatит-форстерит-магнетитовые.

Химический состав (в вес. %): Fe = 20-55 (ср. 28,8), MgO = 15-17, CaO = 11-12, P = 2,9, S = 1,19. Руды комплексные (Nb, Zr, апатит, флогопит, вермикулит).

Запасы по категориям А-С₁ оцениваются в 708 млн. т. руды.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения железа, обязанные своему возникновению отложению минералов из пневматолито-гидротермальных растворов, пользуются значительным распространением, особенно в азиатской части СССР. Для них характерна приуроченность к региональным разломам глубокого заложения, эпигенетический характер рудных тел, сложных по форме и внутреннему строению. Вмещающие породы часто интенсивно изменены и превращены в метасоматиты разнообразного состава. Отложение главной массы минералов железа, представленных обычно магнетитом, реже магномагнетитом, сидеритом и еще реже гематитом, происходит метасоматическим путем, хотя в поздние стадии формирования месторождений часть из них выполняет и открытые пустоты.

Для подавляющей части месторождений установлена многостадийность их образования, нередко зональное распределение новообразованных минеральных парагенезисов.

По условиям формирования, минералогическому составу руд и сопровождающих их метасоматитов среди постмагматических месторождений можно выделить следующие промышленные типы и формации.

А. Метасоматические магнетитовые:

1. Магнезиально-скарновой формации;
2. известково-скарновой формации;
3. альбит-скаполит-скарновой формации;
4. водносиликатной формации.

В. Магномангнетитовые.

В. Сидеритовые:

1. Бакальский тип;

2. карасукский тип.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магнетит является наиболее распространенным минералом постмагматических месторождений железа, которые обычно называются контактово-метасоматическими или скарновыми. Однако не всегда они располагаются в контактах интрузивных массивов и не все сопровождающие руды метасоматиты можно назвать скарнами. Магнетит метасоматических месторождений всех формаций образует отдельные кристаллы, изометричные зерна, адотриоморфновершинные агрегаты разных размеров. Наиболее характерны кристаллы магнетита с развитием граней ромбододекаэдра, но наблюдаются они редко, чаще очертания зерен неровные. Размер зерен колеблется в очень широких пределах даже в одном рудном теле и увеличивается у поздних генераций, слагающих жилки. Травлением в редка выявляется зональное строение отдельных зерен, двойники, дислокации. Характерна повышенная ультра- и микропористость магнетита (от 4,4% ранних генераций до 9,35% поздних), поэтому микротвердость изменяется в пределах от 412 до 700 и более кг/мм². Колеблются также и магнитные свойства: магнитная восприимчивость магнетита Сарбайского месторождения равна $194000 - 549000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, остаточное намагничение - $900 - 1300 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

Под микроскопом часто можно видеть в одном шлифе зерна магнетита с буроватым и синеватым оттенком. Когда синеватосерого магнетита много, устанавливается повышенное по сравнению с теоретическим содержание Fe_2O_3 .

Магнетиты метасоматических месторождений содержат меньше Ti и V, чем магнетиты магматических месторождений и больше Mn, Mg, Zn. От содержания элементов-примесей зависит размер элементарной ячейки: a_0 изменяется в пределах от 8,380 до 8,400 Å.

В метасоматических месторождениях магнетит часто сопровождается известково-железистыми и магнезиально-железистыми силикатами и сульфидами.

При метаморфизме и в зоне окисления возможно образование по магнетиту маггемита или мартита. Иногда магнетит обра-

ует псевдоморфизм по гематиту (мушкетовит).

В отношении источника железа метасоматических магнетитовых месторождений существуют различные мнения: 1) железо и сопутствующие ему элементы поступают из силикатных расплавов, при кристаллизационной дифференциации которых происходит отделение постмагматических растворов, сбрасывающих свой груз близ застывшего интрузивного массива; 2) железо заимствуется из вмещающих пород при взаимодействии на них растворов глубинного происхождения; 3) источником железа являются глубинные очаги, где оформляются силикатные расплавы.

Едва ли можно говорить о прямой генетической связи магнетитовых руд с какими-либо конкретными интрузивными массивами. Движение растворов осуществляется по направлению к поверхности. Поэтому интрузивы, находящиеся на одном уровне с рудными телами, не могут быть источником железа, так как постмагматические растворы накапливаются в их апикальных частях. Руды отлагаются обычно после внедрения даек, когда весь интрузив реагирует на тектонические напряжения как твердое тело.

Заимствование железа из вмещающих пород с переводом его из силикатной формы в окисную едва ли может осуществляться в широких масштабах. Этому препятствуют физико-химические условия, существующие в зонах циркуляции рудоносных растворов, и геохимические особенности железа. Осветление основных туфов и эффузивов в пределах рудных полей обычно происходит задолго до или после образования окислов железа. При этом освобождающееся железо входит в состав силикатов более удаленных от рудных тел метасоматитов. По справедливому замечанию Л.И. Шабнынина, альбит-эпидот-актинолитовые осветленные породы надо рассматривать как пропилиты — продукты кислотного выщелачивания основных туфов и эффузивов — формирующиеся после скарнов и магнетитового оруденения. Расчет баланса вещества при образовании разнообразных метасоматитов показывает, что освобождающегося при высокотемпературном осветлении железа не хватает даже для образования скарнов.

В месторождениях железа, формирующихся на некоторой глубине от поверхности, источником железа надо считать более значительные глубины, чем те, на которых располагаются интрузивы. Это могут быть первичные или промежуточные очаги, где генерируются расплавы и осуществляется их первичная дифференциация. Именно из этих очагов последовательно поступают расплавы и

растворы, дающие начало парагенетически связанному ряду: основные эффузивы - габброиды, магматические сиенитоиды - высокотемпературные метасоматиты - скарны - руды - послерудные низкотемпературные метасоматиты - иногда метасоматические сиенитоиды или плагиограниты. Подосная последовательность связана с изменением тектонического режима и колебаниями энергетического уровня в магматических очагах. Вполне возможно, что метасоматические образования связаны со своеобразными интрателлурическими растворами, генерированными на значительных глубинах.

М е с т о р о ж д е н и я м а г н е з и а л ь н о - с к а р н о в о й ф о р м а ц и и

Главной особенностью магнетитовых месторождений данной формации, детально изученной Л.И. Шабоиным, является приуроченность руд к магнезиальным скарнам, формирующимся в магматический и постмагматический этапы на контакте алюмосиликатных пород с доломитами. Наиболее типичные месторождения магнезиально-скарновой формации образуются в абиссальных условиях и размещены в нижнем структурном этапе древних платформ. Возраст их докембрийский. Рудные поля тяготеют к глубинным разломам и участкам интенсивной гранитизации. При гранитизации кристаллических сланцев и гнейсов с заключенными в них доломитами возникают кальцифилы, шпинель-форстеритовые и пироксеновые скарны (по доломитам), шпинель-фассаитовые скарны и своеобразные околоскарновые породы (по гнейсам).

Форма рудных тел нередко очень сложная, наблюдается сочетание жильных, гнездовых и линзовидных скоплений магнетита, хотя наиболее крупные тела на разрезах оказываются преимущественно линзовидными. Эти линзы имеют апофизы, расщепляются, содержат реликты кальцифилов и доломитов. Имеются согласные и несогласные рудные тела, часто наблюдается кулисообразное расположение рудных тел, которые в разрезах продуктивных горизонтов не занимают определенного стратиграфического положения, хотя и тяготеют к контактам доломитов с магнетитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, где образуются шпинель-форстеритовые скарны.

Образование магнезиальных скарнов и части руд происходило при прогрессивном метаморфизме и предшествовало появлению гранитоидов. Главная масса магнетита отлагалась в скарнах после становления этих интрузий. Таким образом, в место-

рождениях данной формации имеются руды магматического и пост-магматического этапов, при этом ранний магнетит содержит микроворстки ильменита, а в позднем они отсутствуют.

Шпинель-форстеритовые скарны вблизи рудных тел обычно сильно изменены, нередко превращены в салит-авгитовые скарны, содержат минералы гумитовой группы, флогопит, кальцит, энстатит, роговую оманку, гранат. Все магнезиальные силикаты в той или иной степени серпентинизированы. Вместе с магнетитом в рудах присутствуют пирротин, халькопирит и другие сульфиды, а также бораты.

Как установил Л.И.Шабныин, магнезиальные скарны образуются и в гипабиссальных условиях, в эвгеосинклиналиях, на средних этапах их развития. Они имеют много общего со скарнами абиссальной фации, формируются на контакте доломитов с гранитоидами в магматический этап при участии трансмагматических растворов. Здесь часто возникают зоны периклазовых и бруситовых мраморов, к обычным минералам магнезиальных скарнов абиссальной фации добавляется клинопироксен. При развитии процесса происходит преобразование магнезиальных скарнов в известковые с отложением граната, воластонита, везувиана, салита, амфиболов, а позже серпентина. Таким путем образуются магнетитовые месторождения магнезиально-известково-скарновой формации.

Л.И.Шабныиным установлено около 200 промышленных месторождений данной формации (Алданский щит, Кузнецкий Алатау, Центральная Швеция, Адирондак и другие в США). В балансовых запасах железных руд СССР их доля незначительна.

Т а е ж н о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено в Ю.Якутии, в центральной части Алданского щита. Приурочено оно к зоне долгоживущего глубинного разлома, к горизонту метасоматически измененных магнезиальных карбонатных пород близ контакта с полями гранитизации пород гнейсового комплекса Федоровской свиты иенгурской серии архея (рис.7).

В пределах рудного поля, площадь которого составляет 350 км², выделяется три обособленных горизонта пород: а) нижний горизонт пироксеновых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов (мощность 300-400 м), б) продуктивный горизонт доломитовых мраморов и кальцитиров с прослед-

ями гнейсов, заключающий окарновые тела (мощность 300-320 м),
и в) надрудный горизонт силлиманитовых гнейсов и кварцитов.



Рис. 7. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Тажного (по А. Пухареву):

1-железные руды; 2- скарны и скарнированные алюмосиликатные породы; 3- пегматиты и инъекционные гнейсы; 4- надрудные биотитовые и силлиманитовые гнейсы; 5- гнейсы и биотит-амфиболовые сланцы (продуктивный горизонт); 6- кальцифиры и доломитовые мраморы; 7- гнейсы и пироксен-амфиболовые сланцы (подрудный горизонт); 8- флексуры; 9- карьер и отвалы.

В продуктивном горизонте обособляются три пачки: нижняя рудоносная (120-140 м), межрудная гнейсовая (30-70 м) и верхняя рудоносная (40-120 м).

Форма рудных тел пласто- и линзообразная с апофизами. В нижней рудной пачке длина рудных тел достигает 1200 м, а мощность - 120 м. Имеются также тела неправильной жилообразной и гнездовой формы.

Вещающие руду магнезиальные скарны сложены форстеритом, диопсидом, шпинелью, фассаитом, энстатитом. Эти минералы замещаются клиногумитом, серпентином, паргаситом, флогопитом, кальцитом. В строении скарноворудных зон хорошо проявляется зональность: доломитовый мрамор - кальцифир - шпинель - форстеритовый или флогопит - клиногумитовый скарн - шпинель - фассаитовый (реже энстатитовый) или флогопитовый, паргаситовый скарн - плагиоклаз - фассаитовая околоскарновая порода или флогопит - роговообманковый скарн, турмалиновая порода - пироксен - полевошпатовая околоскарновая порода по гнейсу или флогопитовый и роговообманковый скарны - мигматитовый гнейс. Магнетитовое оруденение обычно тяготеет к форстеритовой зоне, реже к скарнам пироксенового или роговообманкового состава, а также к кальцифирам или скарнированным гнейсам и кристаллическим сланцам.

Руды массивные, иногда полосчатые, пятнистые, прожилково-вкрашенные, редко брекчиевидные, нервнозернистые.

Главный рудный минерал - магнетит, присутствуют пирротин (3-8%), людовигит.

Средний химический состав руд в магнезиальных скарнах (в вес. %): Fe = 46,69, SiO₂ = 12,79, Al₂O₃ = 3,08, CaO = 1,78, MgO = 13,41, S = 2,09, P = 0,05. Руды самоплавкие.

М е с т о р о ж д е н и я а л ь б и т - с к а п о - л и т - с к а р н о в о й ф о р м а ц и и

Магнетитовые месторождения данной формации имеют много общего с месторождениями известково-скарновой формации, приурочены к вулканогенно-осадочным комплексам ранних стадий развития эвгеосинклиналей и связаны с дифференциатами базальтовой магмы. Они также тяготеет к глубинным разломам своро-

ного длительного развития и образуют протяженные рудные зоны.

Отличительной чертой месторождений альбит-скаполит-скарновой формации является их тесная приуроченность к габбиссальным интрузивам диоритов и диорит-порфиритов, являющихся производными габброидных расплавов. В рудных зонах аломосилкатные породы подвергаются интенсивному хлор-натриевому метасоматозу с образованием по ним альбит-скаполитовых, нередко с диопсидом метасоматитов. Позже по ним развиваются известковые скарны. Карбонатные породы почти не затронуты метасоматозом.

Руды преимущественно трех типов: а) вкрапленные в альбит-скаполитовых метасоматитах; б) сливные, замещающие карбонатные породы; в) брекчиевые, цементные и вкрапленные в известковых скарнах.

Главные минералы руд: натриевый хлор-скаполит, альбит, диопсид, амфиболы, андрадит-гроссуляр, иногда ангидрит, цеолиты, апатит. Из рудных минералов кроме магнетита (трех генераций), встречаются сульфиды Fe, Cu, Co, Pb.

Руды высокого качества, легко обогащаются. Запасы иногда очень большие.

Месторождения данной формации относительно редки и известны в Тургайской железорудной провинции, на Урале, в Западном и Восточном Саянах.

Соколовское месторождение

Это одно из крупнейших магнетитовых месторождений Тургайского железорудного пояса, протягивающегося на несколько сот километров. Расположено в 45 км к юго-западу от г. Кустанай, в 10 км к востоку от аналогичного Сарбайского месторождения.

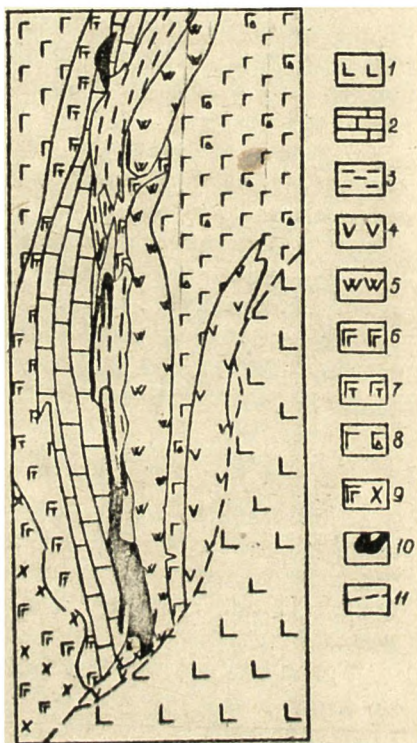
Соколовское месторождение локализовано в восточном крыле Соколовско-Сарбайской антиклинали, ядро которой сложено вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиритов, а крылья известняками, известковистыми туфитами, порфиритами и их туфами (рис. 8). Выше по разрезу лежат андезито-базальтовые порфириты, их туфы и туфобрекчии. Возраст вулканогенно-осадочных отложений - C_4 .

Через весь пояс проходит глубинный долговязый разрыв глубокого заложения север-восточного простирания. В разрыве

месторождения к нему приурочен Соколовский габбро-диорит-гранодиоритовый интрузив, длина которого равна 15 км при ширине 3,5 км. Распространением пользуются субвулканические диабазовые и диоритовые порфириды, а также равнообразного состава

Рис. 8. Схематическая геологическая карта Соколовского месторождения (по В. Лятункину, Х. Шангирееву и др. с упрощениями. Из книги "Рудные месторождения СССР", т. 1, 1974).

1-верхнепалеозойские (?) порфириды базальтовые, реже андезитовые, их туфобрекчии и туфы, туфоконгломераты, туфоалевролиты, туфопесчаники; 2-известняки; 3-переслаивающиеся туфопесчаники, туфоконгломераты и туфоалевролиты, туфы и известняки; 4-порфириды андезитовые и их туфобрекчии; 5-субвулканические диабазовые порфириды; 6-субвулканические и эффузивные базальтовые порфириды; 7-туфы и туфобрекчии основного состава; 8-порфириды базальтовые, туфобрекчии и туфы основного состава; 9-габбро-диориты и кварцевые диориты; 10-магнетитовые руды; 11-разрывные нарушения.



дайки. Большая часть их оказывается дорудными, но есть и послерудные.

Оруденение приурочено к зоне скарнов на контакте известняков с субвулканическими диорит-порфиридами (рис. 9). Скарново-рудная зона состоит из тесно перемежающихся пластобразных

согласных и реке секущих рудных тел и метасоматитов, среди которых, кроме скарнов, пользуются развитием плагиоклаз-био-

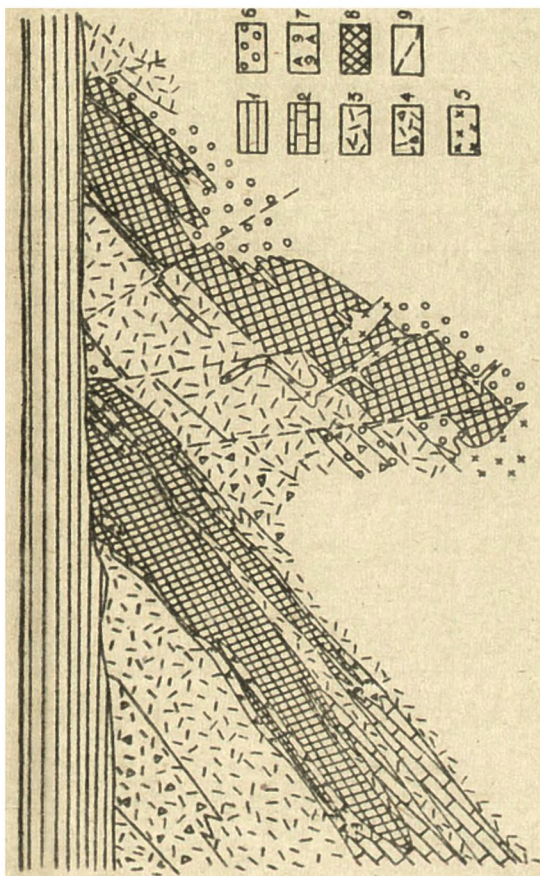


Рис. 9. Геологический разрез Сарбайского месторождения (по Г. А. Портнову с упрощениями. Из книги "Курс месторожд. тверд. полезн. ископ.", 1975):

1-мезозойско-кайнозойские отложения; 2-известняки; 3-туффы и туфы; 4-вулканитические брекчии; 5-диориты; 6-скарны; 7-эпидиот-актинолитовые породы; 8-магнетитовые руды; 9-нарушения.

титовые, пироксен-микроклиновые, пироксен-альбитовые, эпидот-актинолит-альбитовые, альбит-актинолитовые, эпидотовые, кальцит-жлоритовые породы.

Рудная залежь прослеживается по простиранию на 3,8 км при мощности от 270 м на юге, до 650 м в центре. По падению руды прослежены до глубины более 1000 м.

Руды массивные, по периферии зоны переходят во вкрапленные, реже полосчатые, брекчиевые и прожилковые. Если скаполитовые скарны формируются при замещении алюмосиликатных пород, то богатые магнетитовые руды образуются по скарнированным известнякам или известковистым туфам.

Из рудных минералов кроме магнетита встречаются пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Характерно обилие скаполита. Выделяются также пироксен-магнетитовые, гранат-магнетитовые, кальцит-магнетитовые и амфибол-магнетитовые типы руд.

Богатые руды содержат (в вес. %): Fe = 55,6, SiO₂ = 8, Al₂O₃ = 2, CaO = 3,7, MgO = 2,0, S = 2,9, P = 0,07. В бедных рудах Fe = 39,2, S = 2,49, P = 0,11. Установлено повышенное содержание Co, Ni, V.

Разведанные запасы около 1 млрд. тонн при среднем содержании Fe в 41%.

Рудные тела находятся на глубине от 50 до 120 м от поверхности под мезовойско-кайновыми отложениями.

М е с т о р о ж д е н и я и з в е с т к о в о - с к а р н о в о й ф о р м а ц и и

Скопления магнетита в известковых скарнах наблюдаются очень часто и нередко достигают значительных размеров. Магнетитовые месторождения данной формации характерны для эвгеосинклиналей с преобладающим фемическим магматизмом ранних этапов их развития. Вулканыты, интрузивы, скарны и руды всегда приурочены к глубинным разломам сквозного длительного развития. Вследствие этого месторождения обычно образуют вытянутые нередко на большие расстояния зоны, ориентированные согласно с простиранием основных геологических структур.

Месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным толщам с многократным чередованием вулканитов основного и среднего состава, известняков, аргиллитов, известковистых туфов, туфятов и туфобрекчия. Такое сильное расслоение различных

по литологическому составу и физическим свойствам прослоев пород и наличие карбонатного материала способствовало интенсивному развитию процессов инфильтрационного метасоматоза.

Для многих железорудных провинций характерна тесная пространственная и комагматическая связь андезитовых порфиритов и пирокластов с интрузивами основного состава, являющихся дифференциатами глубинных очагов базальтовой магмы. В одних районах вулканические процессы и магматизм быстро сменяют друг друга, а в других между ними намечается различной длительности перерыв. Ю.А.Кузнецов (1955) впервые доказал, что большинство промышленных месторождений железа известково-скарновой формации тесно связано с различными производными базальтовой магмы, преимущественно с трахитовым направлением дифференциации. Интрузии, с которыми ассоциируют месторождения формации, обычно резко гипабиссальные, небольших размеров и несут в себе отчетливые признаки ассимиляции богатых основаниями пород, часто хорошо дифференцированы и многофазные. Сложены интрузивы габбро, диоритами, плагиогранитами, монцонитами, сиенитами, диорит-порфиритами. Иногда это интрузии "пестрого состава" (гранодиориты, диориты, граносиениты, монцониты). Состав интрузивов еще более усложняется вследствие интенсивного развития процессов раннего целочного метасоматоза, приводящего к образованию сиенитоподобных осветленных пород, обогащенных альбитом или микроклином, маложелезистым диовсидом, актинолитом, скаполитом, кальцитом, хлоритом. Самы сиениты и плагиограниты габбро-плагиогранитных и габбро-сиенитовых комплексов несут на себе признаки метасоматического происхождения.

Скарны и руды обычно приурочены к участкам наиболее прогретых пород, так как образование скарнов сопровождается поглощением огромного количества энергии. Прогрев осуществляется потоками флюидов, поступающих из первичных или промежуточных очагов по глубинным разломам. Об этом свидетельствует повышенное содержание в циркулирующих здесь водах гелия (в тысячи и десятки тысяч раз), повышенное α и β излучение, аномальное содержание Cu, Mg, Co, Pb и других халькофильных элементов. Энергия поступала и с магматическими расплавами, кристаллизация которых уменьшала скорость охлаждения вмещающих пород.

Морфология и размеры скарново-рудных тел находятся в

прямой зависимости от структурно-морфологических и литологических факторов. Рудные поля размещаются в сводовых частях брахиантиклиналей, во флексурных зонах, в центриклинальных окончаниях брахисинклиналей, в дислоцированных участках кровли над интрузивом, там, где породы наиболее сильно деформированы, где наблюдается обчленение разрывных структур различного направления, сочетание согласных тектонических зон межпластового срыва и дробления с секущими трещинами окальвания, сопряженными с главным глубинным разломом.

Выделяется три главных морфологических типа рудных тел: а) "согласные" пластообразные и линзовидные залежи; б) секущие крутопадающие залежи и жильной формы тела; в) трубообразные и "многокорневые" штокообразные залежи.

Наиболее значительные размеры имеют пластообразные залежи, протягивающиеся иногда на несколько километров. "Согласное" на разрезах их залегание обусловлено не только приуроченностью к трещинным зонам отслоения в деформированных участках крыльев и шарнирах складок, но и избирательным замещением наиболее благоприятных горизонтов вулканогенно-осадочных толщ (нечистые известняки, известковистые туфопесчаники, туфобрекчи, агломератовые туфы).

Нередко в одном месторождении можно наблюдать жилы повднего магнетита, секущие более ранние пластообразной формы рудные тела.

Характерно неравномерное распределение оруденения внутри залежей, наличие прослоев и дин слабо оруденелых метасоматитов, реликтов измененных вмещающих пород.

Рудные тела обычно приурочены к гранатовым, пироксеновым пироксен-гранатовым, пироксен-амфиболовым скарнам, отличающимся повышенной пористостью. Иногда они размещены непосредственно в известняках или пропилитизированных аффузивах и туфах.

Текстуры руд самые разнообразны: массивные, подосчатые, брекчиевые, цементные, вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилковые. Характерна исключительно неравномерная зернистость руд, наблюдаемая даже в одном рудном теле.

Минералогический состав скарнов и руд сложный и непостоянный, имеется несколько генераций почти всех минералов, в том числе и магнетита. Главные минералы скарнов: андрадит-гроссуляр, диопсид-геденбергит, роговая обманка. Позже разви-

ваются эпидот, актинолит, хлориты, кальцит, кварц. Рудные минералы представлены магнетитом, мушкетовитом, редко гематитом. Часто присутствует много сульфидов Fe, Cu, Zn, Pb, Co.

Образование месторождений формации происходит в несколько этапов и стадий. Первыми возникают щелочные метасоматиты, затем скарны, которые сменяются отложением водных силикатов и магнетита. Позже всех выделяются кварц, кальцит и сульфиды.

Многочисленные месторождения данной формации известны на Урале, в Тургайской железорудной провинции, в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской складчатой области. Имеются они в Канаде, США, в Китае, в Зап. Европе. За рубежом значение их невелико, в СССР из них добывается почти 20% железных руд.

Руды хорошо обогащаются, самоплавкие или близки к ним, иногда с повышенной основностью. Ухудшает качество руд высокое содержание серы и иногда цинка. В процессе обогащения руд возможно получение сульфидного концентрата, богатого Co и Cu.

Ш е р е г е ш е в с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Одно из наиболее крупных месторождений Кондомской группы в Горной Шории, в 180 км к юго-востоку от г. Новокузнецка.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы кембрия, ордовика и девона, прорванные равнообразными по составу разновозрастными интрузивами. Для района месторождения характерно развитие дивергентных нарушений равного масштаба. Кроме основного глубинного разлома длительного развития здесь выявлены зоны межпластовых срывов и дробления, сбросы и сдвиги. Нарушения дорудные и послерудные.

Месторождение расположено в северной части Кондомской грабен-синклинали и приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям мундыбашской свиты среднего кембрия. На востоке и юго-востоке эти отложения прорваны Кубесской интрузией сиемитов, на севере и северо-востоке - гранитами Сарлыкского массива. На юго-западе на мундыбашской свите несогласно лежат породы ордовика с базальными конгломератами, содержащими гальку магнетитовых руд, скарнов и сиемитов в основании.

Рудомещающие породы прорваны многочисленными мелкими телами субвулканических порфиритов, габброидов и сиемитов.

Выделяется четыре интрузивных комплекса: 1. габбро-диоритовый (ϵ_1); 2. габбро-сиенитовый (ϵ_2); 3. сиенитовый (ϵ_3) - Кубесокский массив; 4. гранитоидный повднемезовской - Мустагский и Сардыковский плутоны.

По литологическому составу в мундыбашской свите выделяется три горизонта: 1) подрудный, сложенный андезитовыми, андезит-базальтовыми порфиридами и туфами среднего состава, переслаивающимися с песчаниками, алевролитовыми известняками, глинистыми сланцами; 2) рудный, в котором главная роль принадлежит мраморизованным известнякам и сильно измененным мелкообломочным туфам порфиритов, реже лавами трахитовых порфиров; 3) надрудный - трахитовые порфиры, туфы кислого и среднего состава.

Рудные тела большей частью слепые, по простиранию прослеживаются на 350-500 м и имеют мощность от 5-10 до 70-100 м. Длина рудной зоны 3700 м.

Форма скарноврудных залежей определяется сочетанием складчатых структур с дорудными зонами дробления и скальвания, а также положением контакта с сиенитами (рис.10). Здесь имеются простые и сложные линейнообразные залежи, линзы, штоки. Большая часть рудных тел залегает согласно с вмещающими породами, хотя от них нередко отходят апофизы и наблюдается разветвление и слияние отдельных тел.

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы, особенно рудного горизонта, подверглись интенсивному метасоматозу, выразившемуся в образовании альбититов, скарнов, пропилитов и других невыдержанного состава пород с альбитом, эпидотом, актинолитом, серицитом, хлоритом, кальцитом.

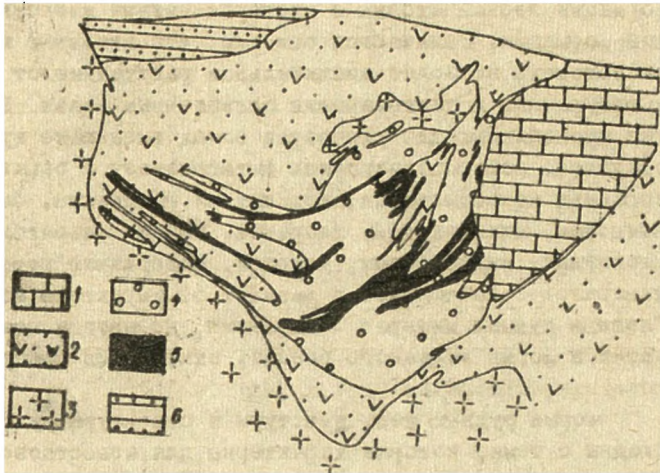
Близ доломитизированных известняков встречены реликты магнезиальных скарнов, содержащих шпинель, флогопит, форстерит, фассаит, серпентин.

Значительно большим развитием пользуются известковые окарны гранатового и пироксен-гранатового состава.

Текстуры руд самые разнообразные: массивные, полосчатые, брекчиевидные, гнездово- и прожилковокрапленные. Структура неравномернозернистая.

Главные рудные минералы: магнетит (2 генерации), пирит (3 генерации), местами пирротин. Подчиненным развитием пользуются сфалерит, халькопирит, гематит, молибденит, арсенопирит. В магнетите нередко отмечается повышенное содержание

Жи и Ж_с . По минералогическому составу выделяются пироксен-магнетитовые, гранат-магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые типы руд.



ис.10. Геологический разрез Шерегешевского месторождения (Главнейшие железорудные месторождения Жибри, 1970). Кембрий:

1-известняки; 2-туфы и лавы андезитовых порфиритов, кератофиров; 3-сиениты; 4-скарны; 5-магнетитовые руды. Ордовик: 6-песчаники кварцитовидные, алевролиты.

Средний химический состав (в вес. %): Fe -43,13, SiO₂-15,05, TiO₂-0,26, Al₂O₃-5,80, MnO -1,20, MgO -3,21, CaO -10,60, P =0,09, S -1,04, Zn =0,29.

Разведанные запасы руды превышают 257 млн. тонн, а с прогнозными 350 млн. тонн.

М е с т о р о ж д е н и я в о д н о - с и л и к а т - н о й ф о р м а ц и и

Геологические условия размещения месторождений данной формации весьма сходны с месторождениями известково-скарновой формации. Отличаются они тем, что активные интрузивы расположены на более значительном расстоянии от рудных тел и приурочены к тектонически ослабленным зонам. В этих наиболее проницаемых для растворов зонах вмещающие вулканогенно-осадочные породы подверглись метасоматозу с образованием своеобразных метасоматитов, похожих на пропилиты. Сложены они эпидотом, актинолитом, хлоритом, иногда альбитом, гранатом, цеолитами, карбонатами, кварцем. Содержание перечисленных минералов непостоянное и зависит от характера исходных пород. Главный рудный минерал — магнетит, но иногда появляется гематит в форме железного блеска, отмечается присутствие мушкетовита, сульфидов Fe, Cu, Zn, Co.

Форма рудных тел, текстуры и структуры руд, их качества сходны с теми, которые характерны для известково-скарновых месторождений.

Месторождения данной формации редко содержат значительные запасы руд, чаще это мелкие рудопроявления.

Промышленные месторождения известны в Хакасии, Тургайской провинции, в виде отдельных участков они встречаются в рудных полях других формаций магнетитовых руд.

А б а к а н с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено в Западном Саяне, близ его сочленения с Кузнецким Алатау, в 176 км к юго-западу от г. Абакан.

Месторождение приурочено к юго-восточному крылу антиклинали, осложненной вторичной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. Кроме главного дорудного разлома глубокого заложения имеются многочисленные продольные и поперечные дизъюнктивные дислокации разного типа и масштаба. Многие из них оказываются послерудными и разделяют рудное поле на небольшие блоки.

Рудное поле сложено нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными породами, среди которых главная роль принадлежит пофиритам, туфам, туфокоңгломератам, туфопесчанникам, конгломератам, песчанникам, песчано-глинистым сланцам. Среди этих по

род сохранились реликтовые линзы известняков, на глубоких горизонтах они пользуются более значительным распространением. На кембрийских отложениях с резким несогласием лежат девонские покровы основных эффузивов.

В 2 км западнее месторождения обнажаются габбро-диориты и кварцевые диориты, а на глубоких горизонтах месторождения встречены тела диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиров.

По данным А.Р.Левертова, эти интрузивные породы представляют собой ранние дифференциаты Маинского габбро-плагиогранитного комплекса кембрийского возраста. Плагиограниты Абаянского массива расположены в 1,5 км к юго-востоку от месторождения.

Рудная зона прослежена по простиранию на 1,3 км при ширине 0,3-0,4 км. Внутри нее согласно расположены два основных рудных тела. Главная рудная залежь в плане имеет пластообразную форму и длина ее на поверхности равна 1016 м, а горизонтальная мощность колеблется от 8 до 70 м. По падению эти рудные тела прослежены до глубины 360-400 м, где они резко обрываются тектоническим нарушением (рис.11).

Работами А.Р.Левертова в последние годы ниже известных залежей выявлены новые рудные тела, прослеженные до глубины 1500 м без признаков выклинивания. Мощность их 50-60 м. В целом месторождение имеет столбообразную форму (рис.12).

Вмещающие руды породы интенсивно изменены, в них развиваются метасоматические эпидот, актинолит, альбит, хлорит, серицит, кальцит, кварц. Скарновые минералы отсутствуют.

Текстура руд пятнистая, массивная, полосчатая, брекчиевидная, бурундучная.

Минералогический состав: магнетит, пирит (с Co), в небольшом количестве присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, мушкетовит, сафлорит, кобальтин. Нерудная составляющая представлена хлоритом, кальцитом, актинолитом, анкеритом.

Химический состав руд (в вес. %): Fe = 45,48, SiO₂ = 13,29, TiO₂ = 0,28, Al₂O₃ = 5,27, CaO = 5,07, MgO = 3,23, MnO = 0,07, S = 1,88, P = 0,13.

Руды содержат кобальт (0,02%), цинк (0,025%), олово (0,031%), свинец (0,013%).

Разведанные запасы руд с содержанием 45,3 % Fe в це -

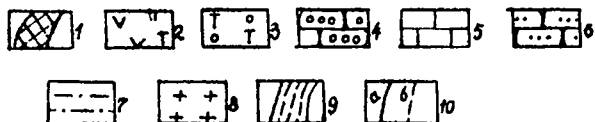
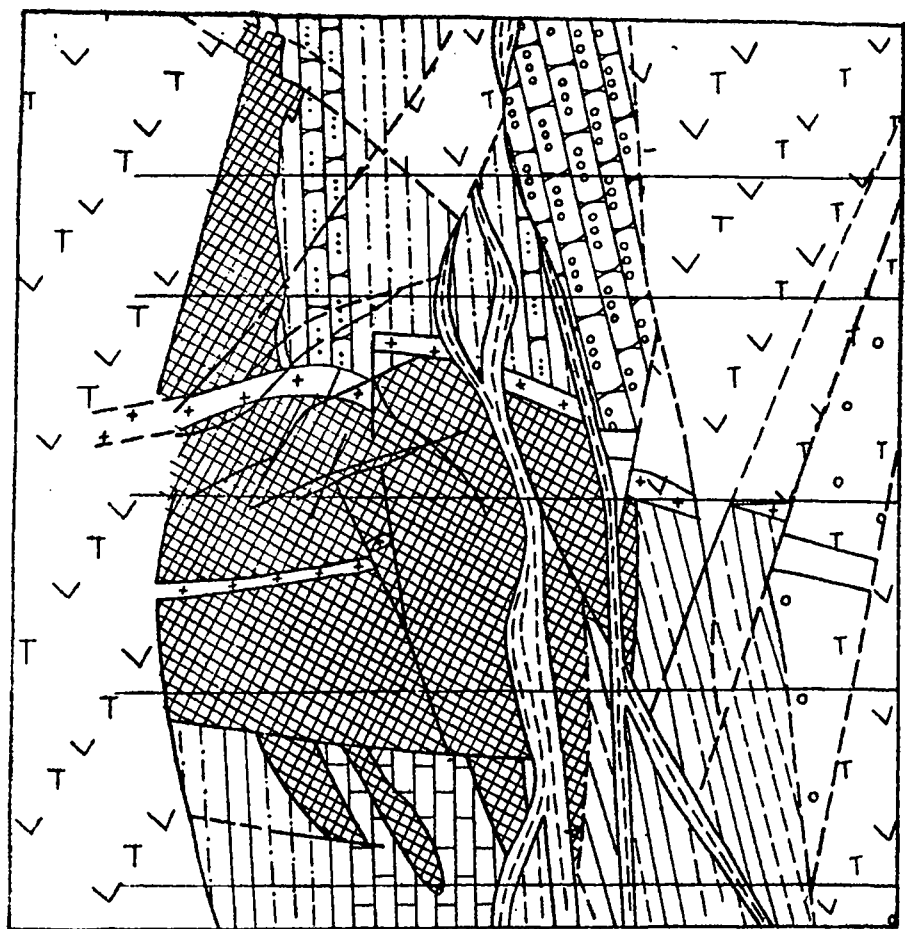


Рис.11. Геологический разрез Главной рудной
 залежи Асканского месторождения (по С.В.Ворошилову,
 Я.Г.Бертелю и А.Р.Лезертову, 1975)

1-магнетитовая руда; 2-агломератовые туфы; 3-туфо-
 конгломераты; 4-конгломераты; 5-известняки; 6-пес-
 чаники; 7-сфелериты; 8-гранит-порфир; 9-зоны дроб-
 ления, микронитизации и катаклаза; 10-тектонические
 нарушения.

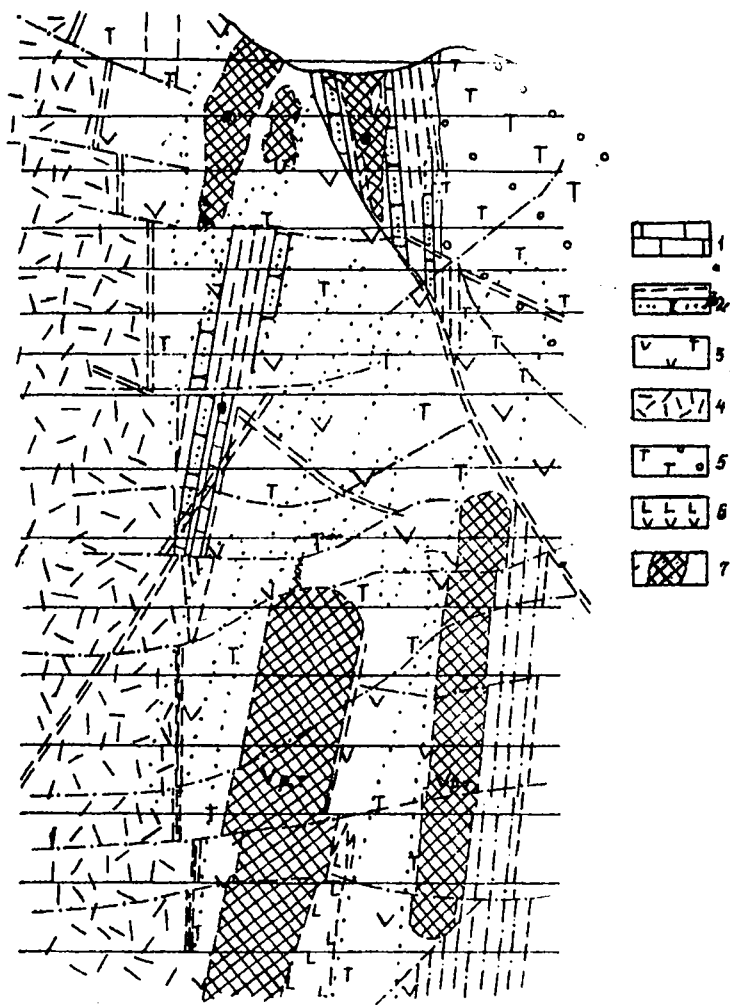


Рис.12. Геологический разрез Абаканского месторождения
(по А.Р.Левртову, 1975)

1-известняки; 2-алевролиты с прослоями песчаников;
3-гравийно-агломеративные туфы среднего состава;
4-кератофиры; 5-туфоагломераты; 6-диабазы, диаба-
зовые порфиры; 7-магнетитовые рудные тела.

ном по месторождению составляют 66 млн.т., перспективные до глубины 1200 м более 250 млн.т.

МАГНОМАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти весьма своеобразные постмагматические месторождения железа известны только в Советском Союзе, в области распространения траптов Сибирской платформы.

Выделяется два главных пояса интенсивного проявления траппового магматизма, приуроченного к глубинным разломам: 1) северо-западного простирания по краевой части трапповой области от среднего течения р.Ангары до р.Курейки, 2) северо-восточного простирания, вдоль юго-восточной окраины Тунгусской синекливы. В месте сочленения этих двух поясов расположены наиболее крупные месторождения Ангаро-Илимской провинции.

Одной из особенностей месторождений данного типа является своеобразный состав главного рудного минерала - магномангнетита. Для него характерно постоянное присутствие MgO в количестве от 5 до 8 и более процентов, присутствующей в виде магнезиоферрита ($MgO \cdot Fe_2O_3$). Поэтому по сравнению с магнетитом в магномангнетите более высокое содержание Fe_2O_3 . В отличие от обычных магнетитов ребра элементарной ячейки кристаллической решетки магнезиоферрита несколько скаты: $\alpha = 8,32 - 8,35 \text{ \AA}$.

Ангаро-Илимские месторождения

На правом берегу р.Ангары, в бассейне р.Илима, расположено несколько весьма своеобразных магнетитовых месторождений, среди которых наиболее крупными являются Коршуновское, Рудногорское, Татьянинское, Красногоровское, Октябрьское и другие.

Месторождения сосредоточены на юго-западной окраине Сибирской платформы, в ее осадочном чехле, сложенном терригенными и карбонатными породами кембрия, ордовика и нижнего силура. Выше несогласно лежит угленосная песчано-сланцевая толща пермокарбона (тунгусская свита).

В пределах рудных полей выявлены разломы различного на-

правления. На пересечении этих разломов находятся почти вертикальные столбообразные и конусообразные тела пирокластических пород, иногда группирующихся в цепочки и на глубине разветвляющихся. Эти тела рассматриваются как трубки взрыва (диатремы) или взрывные каналы древних туфовых вулканов, связанных с глубинными очагами трапповой магмы. Сечения трубок эллипсоидные с неровными заливообразными краями. Размеры их колеблются от 40х60 м до 700х2400 м. Контакты трубок с вмещающими породами резкие и крутые, с глубиной диаметр их уменьшается.

Трубки выполнены туфобрекчиями, кристалло-литокластическими туфами долеритовых порфиритов, трапповыми агломератами, обломками мергелей, аргиллитов и песчаников. Внутри трубок встречаются небольшие крутопадающие дайки и реже пластовые тела габбро-долеритов, долеритов и долеритовых порфиритов.

Все породы в пределах трубок подверглись интенсивному замещению скарновыми минералами и магнетитом, от них остались только небольших размеров блоки, объем которых не превышает четвертой части трубок.

Геология рудных залежей весьма сложная. Чаще всего имеет место сочетание пластообразных тел массивных магнетитовых руд с пластообразными, штокообразными и неправильной формы скоплениями брекчиевидных, полосчатых, вкрапленных, крупстификационных руд. На Рудногорском месторождении (рис.13 и рис.14) основное рудное тело прослеживается на протяжении более трех километров в виде одной сплошной или нескольких параллельных соприкоснувшихся жил общей мощностью в среднем 45 м. На Коршуновском месторождении рудная зона вытянута примерно на 2,4 км при ширине от 150 до 700 м. Глубина распространения оруденения превышает 1000 м. Наблюдаются пластообразные залежи, выходящие за пределы трубок и согласно залегающие в них-непалеозойских породах.

Скарны имеют существенно пироксенит-геденбергитовый и андрит-гроссуляровый состав. В них част также кальцит, в меньшем количестве встречаются серпентин, хлорит, эпидот, актинолит, скаполит.

Преимущественным распространением на месторождениях группы пользуются сплошные жильные и полосчатые руды с содержанием железа до 67% и метасоматические, брекчиевидные и брекчиевидные-вкрапленные с содержанием железа от 15 до 50%. Одной из

характерных особенностей руд является наличие наряду с хорошо ограниченными крупными кристаллами магнетита (в друзах)

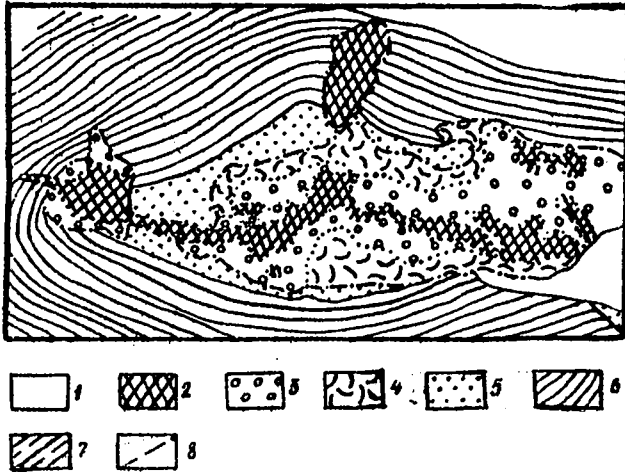


Рис.13. Геологическая карта Рудногорского месторождения (по Г.В.Рослякову и Г.И.Антипову, с упрощениями. Из книги "Ангаро-Илимские железорудные месторождения ..", 1960).

1-аллювиальные отложения; 2-магнетитовые руды; 3-скарцированные мергели и туфы; 4- туфогенные породы; 5-породы рудногорской свиты; 6- породы верхнебратской подсвиты; 7- породы нижнебратской подсвиты; 8-границы вулканических трубок.

коллоидных, почковидных и сферолитовых образований, придающих местами рудам облик оолитовых.

Другой особенностью руд месторождений является высокое содержание в магнетите MnO (до 6 и даже 14%). В альбандах рудных тел встречается гематит. Сульфиды практически отсутствуют. Сопровождают магнетит чаще всего нироксен и кальцит.

Химический состав руд Кордуновского месторождения (в вес. %): $Fe = 34,4$ (от 15 до 63), $SiO_2 = 7,5-24,5$, $CaO = 1,6-11,4$, $MgO = 5,4-10,4$, $Al_2O_3 = 2,1-5,2$, $TiO_2 = 0,17-0,46$, $MnO = 0,04-0,11$, $P_2O_5 = 0,19-0,21$, $S = 0,02-0,03$.

Разведанные запасы этого месторождения превышают 400 млн. т.; а для всех месторождений составляют около 1,3 млрд. т.

По данным Л.Г.Страхова и др. (1972), образование трубчатых взрывов и внедрение в них даек и жил долеритов происходило

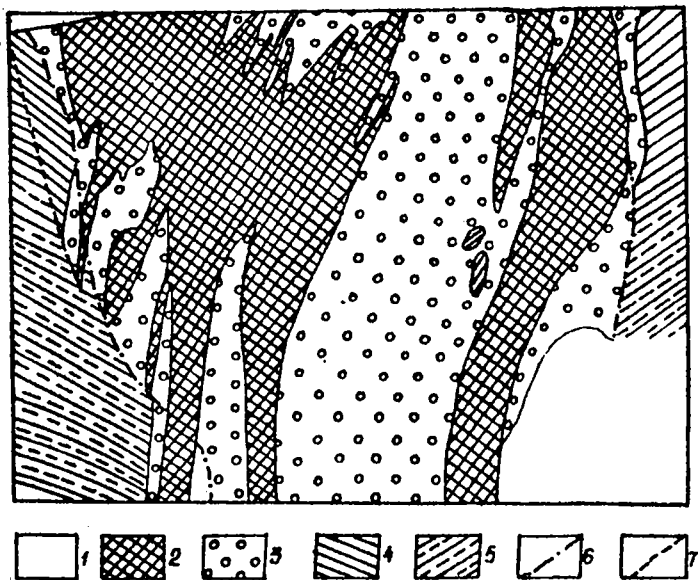


Рис.14. Разрез по профилю ХУИ Рудногорского месторождения. (к рис.13. Условные обозначения те же).

230 млн. лет назад, а формирование скарнов и руд - 160 млн. лет назад, при этом чем крупнее оруденение, тем больше разрыв во времени (для Коржуновского - 74 млн.лет).

Источником железа и скарнирующих растворов Л.Г.Страхов считает периферические магматические очаги трапповой магмы, расположенные на глубине более 10 км. Н.З.Павлов и А.Г.Бетехтин большую роль в образовании месторождений придают взаимодействию трапповых расплавов глубинных очагов с пластами каменной соли. Л.Г.Страховым пневматолито-гидротермальный этап

образования месторождений делится на четыре стадии: скарно-вую, рудную метасоматическую, рудную жильную и послерудную.

Хотя месторождения связаны с типичными скарнами, они рассматриваются как высокотемпературные гидротермальные малы глубин потому, что не приурочены к контактам силикатных и карбонатных пород, в скарнах отсутствует четкая метасоматическая зональность и прогрев пород перед образованием скарнов связан с глубинными растворами, а не расплавами.

СИДЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения железа этого типа локализованы в карбонатных отложениях мезогеосинклиналей и не обнаруживают видимой связи с магматическими породами. Рудные тела приурочены к зонам межпластовых срывов и дробления или к пересечениям разломов разных направлений и имеют форму пластообразных или линейно- и столбообразных залежей. Руды сложены кристаллическим сидеритом и сидероплевитом, в подчиненном количестве присутствуют сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb, в некоторых месторождениях развиты также барит, флюорит, иногда гематит.

К наиболее крупным месторождениям этого типа в СССР относятся Бакальское (Ю.Урал), Абаильское (Казахстан), Карасук (Тува). Крупными месторождениями являются Бильбао (Испания), Эрцберг (Австрия), Зигерлянд (ФРГ), Любия (Югославия) и другие.

Бакальская группа месторождений

Находится на западном склоне Южного Урала, в Саткинском районе Челябинской области. В группе объединяется 24 месторождения, расположенные на площади в 150 км².

Месторождения группы связаны с мощными толщами грифейских отложений Башкирского поднятия и приурочены к Бакальскому синклинали. С северо-запада и юго-востока проходят крупные глубинные разломы. Непосредственно в районе месторождений имеются многочисленные разломы равного масштаба и ориентации.

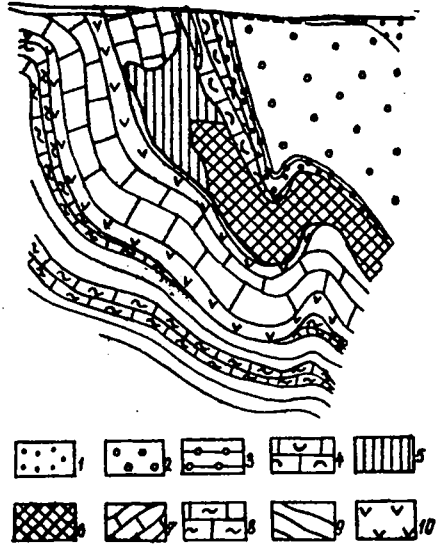
Рудные тела приурочены к породам бакальской свиты, до-

кембрия; представленным филлитовидными сланцами, песчаниками, выше сменяющимися известняками и доломитами, переслаивающимися со сланцами. Широким распространением пользуются дайки и межпластовые интрузии диабазов.

Известно более 200 рудных тел в виде пластообразных, линзообразных и гнездообразных залежей и рудных жил. Пластообразные залежи прослеживаются по простиранию на 2-3 км при

Рис.15. Разрез Восточно-Буландихинской залежи Бакальского рудного поля (Яницкий, Сергеев, 1962)

1-кварциты вигавино-комаровской свиты; 2-кварциты вигальгинской свиты; 3-сланцы вигальгинской свиты; 4-переменяемость пород верхней подсвиты бакальской свиты; 5-бурые железняки; 6-сидериты; 7-доломиты; 8-филлит-карбонатные породы; 9-филлитовидные сланцы; 10-диабазы.



мощности до 60 м. Мощность жил не превышает 2 м.

На разрезах рудные залежи имеют согласное залегание (рис.15), но в действительности контуры рудных тел часто не совпадают с напластованием пород. Внутреннее строение залежей сложное, в них сохраняются реликты сланцев, доломитовые "останцы", содержание железа внутри залежей колеблется в широких пределах. Сидеритовые залежи отделены от известняков зоной метасоматических доломитов мощностью до нескольких сот метров.

Первичные руды сложены сидероплезитом и пистомезитом (80-95%). Присутствуют доломит, анкерит, барит, иногда сульфиды Fe, Cu, Zn и Pb. Текстура их массивная, концентрически-скорлуповатая, полосчатая, брекчиевидная. Структура круп-

но-среднезернистая.

С поверхности до глубины от 3 до 110 м руды окислены и превращены в оуры железняки (гидрогетит, гидрогематит).

Средний химический состав сидеритовых руд (в вес.%):
 $Fe = 28,0-37,5$, $MgO = 7,5-13,8$, $CaO = 1,0-3,3$, $MnO = 1-2$,
 $SiO_2 = 1,45-6,83$, $Al_2O_3 = 0,8-3,43$, $P = 0,007-0,026$, $S = 0,058-0,824$, п.п.п. = $10,08-12,52$.

Разведанные запасы месторождений группы превышают 600 млн.т.

Некоторыми геологами (Д.В.Наливкин, А.С.Малахов и др.) месторождения рассматриваются как осадочные, метаморфизованные в процессе регионального метаморфизма и внедрения диабазов.

А.Н.Заварицкий, И.Г.Магакьян, Г.В.Тарасов и др. доказывают эпигенетическое гидротермальное происхождение руд. Основными доводами в пользу последней точки зрения служат: приуроченность рудных тел к сбросам, псевдоморфозы сидерита по водорослям, секущие контакты рудных тел, наличие останцев незамещенного доломита и сланцев, более раннее по сравнению с рудами внедрение диабазов, повышенное содержание серы, низкое содержание фосфора, стадийность отложения минералов руд.

К а р а с у к с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено в Тувинской АССР, в пределах Западно-Тувинской внутренней впадины на каледонском складчатом основании, и приурочено к региональному Хемчик-Карасукскому разлому.

В пределах рудного поля обнажаются вулканогенно-осадочные породы нижнего-среднего кембрия и трансгрессивно залегающие на них силурийские песчано-алеuritовые толщи. В районе известны небольшие по размерам кембрийские тела гипербазитов, диоритов и трондьемитов, а также девонских граносиенитов, гранитов, габбро-диабазов, приуроченных к разрывным нарушениям.

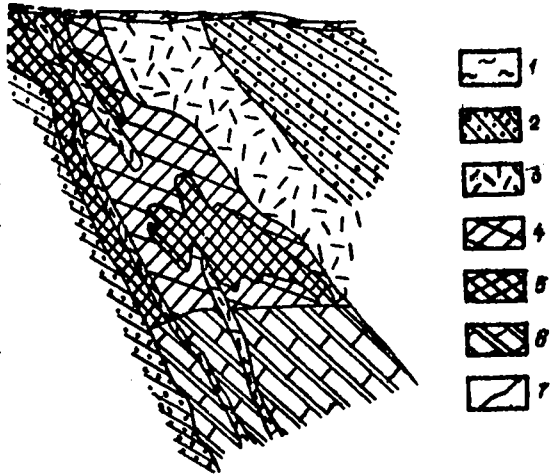
К системе ветвящихся разрывов приурочены мощные зоны брекчированных пород, вмещающих рудные тела.

Рудные тела имеют трубообразную форму (рис.16) с неправильным или линзовидным горизонтальным сечением. Длина тел по простиранию колеблется от 90 до 850 м, а ширина - от 25 до 110 м. На глубину прослеживаются до 1,5 км. Выявлено 3

рудных тел, каждое с запасами 10-70 млн. т. руды.

Рис. 16. Разрез 1У-го рудного тела Карасукского месторождения (по А.С. Митропольскому, 1959)

1-деловиальные отложения; 2-алевродиты и песчанники; 3-брекчированные песчаники; 4-флюорит-барит-гидрогематитовая руда; 5-флюорит-барит-гетит-гидрогетитовая руда; 6-флюорит-барит-сидеритовая руда; 7-равнинные нарушения.



Текстура руд массивная, иногда сланцеватая, брекчиевая. Структура мелкозернистая.

По составу выделяется два типа руд: 1. флюорит-барит-сидеритовые с содержанием сидерита от 30 до 60%, флюорита - от 5 до 20% и барита - от 18 до 25%, в них есть пирит, гематит, кварц, бастнезит, иногда магнетит; 2. флюорит-барит - оксидит-гематитовые с содержанием мелкозернистого гематита до 50 и даже 90%.

Во вмещающих породах интенсивно проявились метасоматические изменения.

Химический состав первичных руд (в вес. %): Fe -27,9, CaF_2 -9,0, $BaSO_4$ -15,0, S -5,0, P -0,88, SiO_2 -9,9.

До глубины 100 м, а местами 300 м, руды окислены, превращены в гидрогематитовые и гетит-гидрогетитовые. Среднее содержание в них Fe -28,9, CaF_2 -11,7, $BaSO_4$ -19,5, S -3,46, P -0,09, SiO_2 -11,3%.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вулканогенно-осадочный тип рудогенеза был выделен и описан в 1956 г. Н.М.Страховым. Особенно детально роль вулканизма в рудообразовании освещена в работах Г.С.Двоценидзе (1965), А.С.Калугина (1964,1967), Л.Н.Формозовой (1968) и других геологов.

Месторождения железа, образование которых связано с подводными излияниями лав, встречаются очень часто в эвгеосинклинальных прогибах, формирующихся в начальные и ранние этапы развития вторичных геосинклиналей.

Характерной особенностью этих месторождений является приуроченность к вулканогенно-карбонатным формациям с обильными пирокластами. Наибольшим развитием в этих формациях пользуются породы спилит-кератофирового состава с повышенным содержанием щелочей, чаще калия. Рудоносные формации залегают или в основании разреза вторичных геосинклинальных прогибов или подстилаются и отделяются от фундамента терригенными континентальными вулканогенно-красноцветными порфирами. Лезистые горизонты образуются при уменьшении интенсивности вулканизма, поэтому они чаще приурочены к верхним горизонтам туфов, туфзитов и туфобрекчий, туфопесчаников и туфосланцев, перекрываемых породами с морской фауной. Среди пород вулканогенно-карбонатной формации всегда присутствуют яшмы, кремнистые сланцы, кремнистые известняки. В рудоносных зонах вулканогенные породы сильно изменены процессами динамотермальной и иногда гидротермальной метаморфизма с образованием порфиритов, сланцев, вторичных кварцитов, щелочных метасоматитов.

Железные руды формировались на различном расстоянии от вулканических построек, иногда на их склонах, в западинах дна, а иногда и на удалении от центров вулканической деятельности среди осадочных пород.

Оруденение представлено пластообразными и линзообразными залежами разнообразных, иногда значительных размеров. Лечащий бок этих залежей иногда волнистый, с выступами и углублениями до 5 м, висями - ровными. Обычно имеется несколько залежей, расположенных друг над другом или кулисообразно. Залежи с перерывами нередко протягиваются на десятки километров.

Текстура руд слоистая с тонким ритмичным чередованием прослоев тонкочекунчатого гематита с прослоями кварц-пеллеитового или кремнисто-глинистого состава. Иногда на прослоях

костях сланцеватости видны октаэдры магнетита. В неметаморфизованных равнинах руд наблюдаются вулканический пепел, обломки туфов и эффузивов. Иногда отмечается присутствие новообразованных альбита, микроклина, турмалина, серицита и барита. Нередко встречаются линзы и пласты марганцевых руд или марганцовистых гематитовых руд. В некоторых месторождениях происходило образование силикатных шамозитовых или сидеритовых руд.

Руды очень кислые, коэффициент основности их всегда менее 0,5 и обычно равен 0,1, суммарное содержание окиси кальция и магнесии не превышает 5% при содержании кремнезема обычно более 30%. Отмечается повышенное содержание марганца, щелочей, бария, германия. Содержание серы, ванадия и фосфора очень неравномерное. Преобладают руды с содержанием железа в 35-40%.

В отдельных случаях руды подвергаются региональному или контактовому метаморфизму и становятся похожими на силикатные железистые кварциты (такониты) или руды контактово-метасоматических месторождений.

Классическим примером вулканогенно-осадочных месторождений железа считаются красные железняки Лани-Дильского округа (ФРГ), связанные с девонскими кератофирами. К этому типу относятся и гематитовое месторождение Вареш внутренней зоны Динарид, девонские шамозитовые руды Западной Македонии и гематитовые руды Болгарии. В СССР подобные месторождения известны в Южной Грузии (СК₂), в Горном Алтае (D₂), в Восточных Саянах (PR), на Дальнем Востоке (PR).

Значительная часть руд метаморфизованных месторождений докембрия (Карелия, КМА, Кривой Рог), также может считаться первично вулканогенно-осадочными.

А л т а й с к и й ж е л е з о р у д н ы й р а и о н

Весьма своеобразные гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые месторождения были выявлены и изучены под руководством А.С.Калугина в Коргонской и Холзунско-Чуйской структурно-фацциальных зонах Алтая (Холзунское, Коргонское, Коксинское, Калгутинское и другие). Здесь на протерозойских и нитепалеозойских образованиях с угловым несогласием залегают

породы среднего девона. В Коргонской зоне они образуют Коргонский синклиниорий; а в Холзунско-Чуйской зоне, сложенной преимущественно породами нижнего палеозоя, выполняют небольшие грабеноподобные впадины. Месторождения расположены в вулканогенно-осадочных толщах с преобладанием эффузивов и туфов состава от риолитовых порфиров до кератофиров при подчиненном значении более основных разностей, с пачками туфитов, местами глинистых и кремнистых пород, известняков и доломитов.

По данным А.С.Калугина, рудоносная полоса прослеживается почти на 600 км от границы с МНР до степной части Алтая. Ширина полосы около 15 км.

Железоносные отложения эффея подверглись слабому региональному метаморфизму фации зеленых сланцев, но в зонах смятия и гранитизации около гранитных массивов превращены в клас-топорфиroidы, порфиroidы, лептиты, лептитовые гнейсы, амфибодиты.

В рудоносных зонах установлены многочисленные разломы, равновозрастные комплексы гранитоидов, проявления щелочного метасоматоза.

Для гематитовых и гематит-магнетитовых полосчатых руд Алтая характерна отчетливая стратиграфическая приуроченность к тонкозернистым сильно кремнистым туфцитам, благодаря чему они иногда приобретают облик железистых кварцитов, но отличаются от последних меньшей выдержанностью полосок по простиранию и мощности. Подрудная толща сложена существенно наземными игнимбритами, кератофирами и туфами риолитовых порфиров, в которых наблюдаются жильные, пятнистые метасоматические и секущие отложения колломорфного гематита, яшмоидов и барита. Непосредственно над рудами лежат туфиты, кварцевые кератофиры, имеются линзы известняков с кораллами, брахиоподами и другими органическими остатками среднего девона.

Рудные тела представлены согласными с вмещающими породами пластинами и уплощенными линзами мощностью до 30-40 м (обычно менее 10 м). Отдельные тела имеют протяженность в плане до нескольких километров, чаще встречаются тела длиной в сотни метров, сменяющие друг друга по простиранию и падению.

Наиболее богатые руды приурочены к тонкообломочным алевритовым туфцитам, которые по простиранию сменяются безрудными грубообломочными туфцитами или эффузивами.

Гематитовые руды состоят из кварца, тонкочешуйчатого (размер чешуек менее 0,001 мм) гематита, серицита, обломков калиевого полевого шпата, альбита, кварцевых и бескварцевых порфириров, вулканического пепла. Наблюдаются новообразования турмалина и барита. В рудах обнаружены растительные остатки и споры девонского возраста; рябь волнения, трещины усыхания, волнистая и косоволнистая слоистость и другие признаки мелководных осадков. Окolorудные изменения отсутствуют в рудах, как и вмещающие породы, одинаково рассланцованы.

Для руд характерна тонкая ритмическая слоистость, выраженная в чередовании прослоев тонкочешуйчатого гематита, иногда с равномерно рассеянными октаэдрами магнетита, с прослоями кремнисто-глинистого и кварцево-песчанистого состава.

В ряде случаев первичные гематитовые руды подверглись метаморфизму, что выражается в образовании идиобластов магнетита, в превращении их в рудные сланцы и порфириды из кварца, серицита и гематита, в окремнении и пиритизации. В контакте с гранитоидными интрузивами наблюдается глубокая перестройка минералогического состава и структуры первичных вулканогенно-осадочных руд. В них происходит перекристаллизация тонкой силикатной кластичности и утрачивается форма пепловых и прочих обломочных частиц, гематит переходит в магнетит. Наряду с вулканогенно-осадочными рудами в данной полосе известны и типичные скарновые магнетитовые месторождения близкого возраста (Холзунское, Инское, Белорецкое).

Содержание железа колеблется в значительных пределах, достигая 65-70%, однако преобладают руды с содержанием около 35-40% железа. Для руд характерно повышенное содержание марганца (до 3,4%), вешочей, присутствие германия, мышьяка, сурьмы, бария. Руды кислые - SiO_2 не ниже 25%, а $\text{CaO} + \text{MgO}$ - не более 5%.

Перспективные запасы этих месторождений превышают 1 млрд тонн.

Сутарское месторождение

Сутарское месторождение является одним из 30 месторождений подобного типа в Малом Хингане. Расположено оно в западной полосе Северо-Хинганского железорудного района в 16 км к югу от ст. Известковая в Зврейской а.о. Хабаровского края.

Рудоносная свита верхнего рифея лежит без видимого несогласия на карбонатных отложениях, в которых найдены водоросли типа *Collania* и *Newlandia*. Свита прослеживается в виде трех полос субмеридионального простирания. В рудоносной свите выделяются подрудный, рудный и надрудный горизонты. Подрудный горизонт сложен карбонатными брекчиями, кварц-карбонатными сланцами, гондитами. Надрудный горизонт состоит из кварцево-сланцевых сланцев с линзами доломитов и известняков. Рудоносный горизонт содержит нижний марганцеворудный и верхний железорудный пласты. Марганцеворудный пласт состоит из чередующихся прослоев браунита, гаусманита, родохрозита и кремнисто-глинистых сланцев, доломитовых песчаников. Мощность пластов колеблется от 2 до 9 м. Верхний пласт сложен кремнисто-железистыми рудами, переслаивающимися с хлорит-карбонатными брекчиями. Мощность рудного горизонта меняется в пределах от 2 до 100 м. Такие колебания в мощности рудных пластов связаны с наличием раздувов и пережимов. Выглиниваются рудные тела с расщеплением. Рудный горизонт по простиранию прослежен на расстоянии более 5 км.

Текстура руд полосчатая, но полосчатость невыдержанная, ширина рудных и нерудных полосок колеблется от 1 до 25 мм и более. Ритмичности не отмечается. Встречаются массивные и брекчиевидные руды. Структура мелковернистая.

Главными минералами руд являются магнетит, гематит, кварц, куммингтонит, гронерит, актинолит, гранаты, флогопит, доломит, кальцит. Встречаются пирротин, пирит, халькопирит.

По составу выделяются карбонатно-силикатно-магнетитовые, магнетитовые, магнетит-гематитовые типы руд. Во всех из них присутствует кварц. Наблюдается зональность в распределении отдельных типов руд.

Содержание железа в рудах не превышает 45% и обычно равно 30-35%. Характерно высокое содержание кремнезема (35-45%), иногда марганца (до 2% и более). фосфора не более 0,5%, в среднем около 0,25%, серы сравнительно мало.

Перспективные запасы месторождения превышают 1 млрд. т.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В экзогенных месторождениях сосредоточены громадные запасы железных руд, сложенных преимущественно гидроокислами железа, менее железистыми силикатами и карбонатами. Концентрация железа имеет место в коре выветривания, в континентальных водоемах и морских бассейнах.

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Накопление железа в коре выветривания происходит при лагеритном выветривании ультраосновных магматических пород, осадочных пород, содержащих карбонаты железа, колчеданных месторождений и железистых кварцитов. Гидроокислы железа, образовавшиеся в коре выветривания, служат главным источником железа осадочных месторождений. Вместе с тем такие скопления в ряде случаев оказываются самостоятельными месторождениями высококачественных железных руд.

Среди месторождений данного типа можно выделить два главных подтипа, имеющих промышленное значение: а) маритовые и гидрогематитовые месторождения на железистых кварцитах и б) месторождения гетит-гидрогетитовых руд в коре выветривания ультрабазитов.

а) Остаточные богатые руды залегают плащеобразно на железистых кварцитах, иногда по зонам дробления они глубоко проникают внутрь материнских руд. Поэтому нижняя граница плащеобразных залежей часто оказывается неровной, возникают местами линейные залежи. Мощность залежей достигает нескольких десятков метров, а по простиранию они прослеживаются на десятки километров. Главные минералы руд: мартит, железная слюда, дисперсный гематит, гидрогематит, гетит. Руды имеют высокую пористость (20-50%).

Качество руд очень высокое (в вес. %): Fe = 35-70, SiO₂ = 1-8, Al₂O₃ = 0,5-3,0, S и P — сотые доли. Запасы весьма значительные. На их долю в СССР падает около 20% добычи железных руд.

Образуются такие руды в процессе выщелачивания кварца и окисления железистых силикатов и магнетита (содержащих растворимые, содержащие кислород).

Подобные месторождения характерны для складчатого основания платформ. В СССР к этому типу относятся месторождения КМА.

б) Природнолегированные бурожелезняковые руды накапливаются в жарком и влажном климате за счет выветривания ультрабазитов. Эти охристые руды состоят в основном из гидрогетита с примесью халцедона, опала, нонтронита, железистых хлоритов, акцессорных хромшпинелидов, содержат силикаты никеля и асболоан. Поэтому для них характерны повышенное содержание Cr , Mn , Mg , Co и отсутствие вредных примесей.

Запасы собственно остаточных руд в месторождениях СССР обычно невелики и такие месторождения редко имеют самостоятельное значение (Елизаветинское месторождение на Среднем Урале). За рубежом известны залежи подобных руд на Кубе, Гавайских островах, Филиппинах, Новой Каледонии.

Е л и з а в е т и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Месторождение расположено в 12 км к югу от г.Свердловска, на Среднем Урале, в пределах Уктусского массива габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Месторождение приурочено к Центральному дунитовому массиву, оакаймленному пироксенитами. Здесь имеются три главные пластообразные рудные залежи, вытянутые параллельно основным трещинам отдельности дунитов на 1,5-2 км при мощности 0,5-70 м и ширине от 60 до 400 м.

В коре выветривания юрского возраста выделяются снизу вверх:

1. Зона разложения дунита, в которой наблюдается карбонатизация и нонтронитизация пород. Мощность ее достигает 4 м.

2. Зона окремнения, сложенная кусками кремнистых бурых железяков, силифицированного дунита (30-70%) и порошокватыми рудами (кремнистые и смедаанные руды).

3. Зона охр (порошковые руды) - своеобразная псевдоморфоза гидратов окиси железа по оливину и серпентину, с сохранением структурно-текстурных особенностей дунита. Основная масса руд сложена гетитом и гидрогетитом с примесью магнетита, гидроокислов марганца, асболоана, хромшпинелидов и кварца. Мощность зоны от 6,5 до 30 м и более.

На коре выветривания лежат красно-бурые железистые глины с зеренкой дунита, кремнистых пород и местами валунчатых бу-

рых железняков. Мощность не более 10 м.

Содержание железа в порошковых рудах около 47%, SiO_2 - 16%. Руды компактные, содержат примесь Co , Mn , Cr , Mg .

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Образуются путем замещения карбонатных пород грунтовыми водами, несущими железо в виде бикарбонатов. Особенно интенсивно этот процесс осуществляется по бортам долин и озер. Рудопоявления подобного типа весьма многочисленны, но крупные месторождения образуются редко. Рудные тела имеют пластинчатую и линзовидную форму, главными минералами руд являются сферосидерит, сидерит, гидроокислы железа. Характерны почковидные, сферические, комовые и глыбовые скопления руд среди глинистой массы или конгломерато-брекчий.

В зоне окисления первичные сидеритовые руды превращаются в бурые железняки.

Примером таких месторождений может служить Березовское в Восточном Забайкалье. К этому типу относят также Алапаевское месторождение на Урале.

Березовское месторождение

Месторождение находится в Читинской области близ с. Нерчинский вывед и приурочено к западному борту Аргунской впадины. Длина впадины 150-170 км при ширине от 1-2 до 15 км. Основание депрессии сложено метаморфическими сланцами, гранитоидами, доломитами и известняками. В районе месторождения на палеозойских породах несогласно лежат верхнеюрские континентальные отложения, состоящие из железорудной толщи конгломератов и брекчий известняков и доломитов, кластической алевролитово-аргиллитовой и вулканогенно-осадочной толщ (рис. 1).

Рудные тела имеют пластинчатую и линзовидную форму, длина их достигает 3,5 км, ширина - 1 км при мощности до 230 м.

Руды конгломератовидные и брекчиевидные, мелко-тонкозернистые: обломки представлены кварцитами, сланцами, известняками. Цемент и часть крупных обломков замещены сидеритом, местами вместе с пиритом. Количество обломочного материала колеблется в широких пределах.

Около половины первичных сидеритовых руд окислены и превращены в бурый железняк.

Содержание железа в сидеритовых рудах (вес.%) - 23-39, кремнезема - 8-22, фосфора - 0,04-0,11, серы - 0,04-0,09.

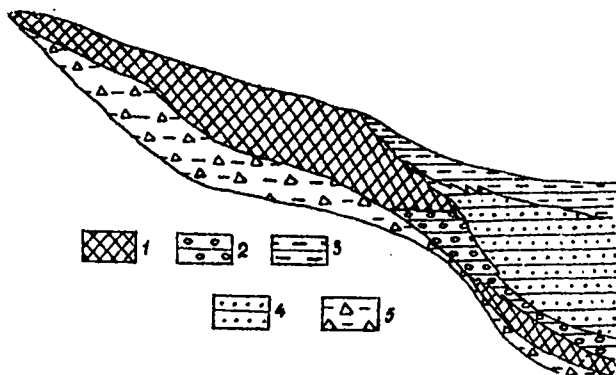


Рис.17. Разрез участка г.Ольховой Березовского месторождения (из "Оценка железорудных месторождений ...", 1970, с упрощениями):

1-бурые железняки, конгломераты и конглобрекчии с лимонитовым цементом; 2-конглобрекчии с сидеритовым цементом; 3-глины, алевролиты и песчаники; 4-алевролиты; 5-конгломераты.

В окисленных рудах железа 35-50,6, кремнезема - 13-28, фосфора - 0,09-0,13, серы - 0,01-0,06. Руды кислые и самоплавкие.

Среднее содержание железа по месторождению равно 39,5%. Запасы около 500 млн. тонн.

О генезисе месторождения имеются различные суждения: одни авторы относят его к осадочно-диагенетическим, другие - к вулканогенно-осадочным. Образование его в связи с высачиванием грунтовых вод по крутым бортам глубокой депрессии подтверждается; а) приуроченностью рудных тел к основанию толщи, сложенной хорошо проницаемыми для вод конгломерато-брекчиями; б) хорошо наблюдаемыми явлениями замещения обломков

пород; в) сидеритовым составом руд, местами с пиритом (восстановительные условия); г) отсутствием лептохлоритов и первичных окислов железа; д) тонковеристой структурой руд; е) относительно низким содержанием марганца и фосфора и отсутствием ванадия.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для руд осадочных месторождений характерна оолитовая текстура, пластовая форма залегания с отчетливыми поверхностями отдельности, строгая приуроченность к определенным горизонтам осадочных толщ. Свообразен их минералогический и химический состав. Главными минералами руд являются гидрогетит, гетит, гидрогематит, лимонит, шавовит, турингит, сидерит, образующие так называемые буре железняки. Руды содержат повышенное количество Mn , P , V , иногда As и B .

Осадочному железорудному процессу в истории Земли свойственна резко выраженная прерывистость во времени и пространстве. За длительный период развития Земли насчитывается 6 крупных железорудных эпох, сравнительно непродолжительных. При этом месторождения возникали не повсеместно, а в немногих железорудных провинциях и руды в основном приурочены к песчанистым фациям.

Как показал Н.М.Страхов, крупные артерии прошлого не имели никакого отношения к возникновению морских железорудных месторождений. Несмотря на мелководность территорий, на которых происходило морское рудоотложение, ни в одном случае не наблюдается парагенезиса железных руд с дельтовыми осадками.

Образование осадочных руд железа приурочено к областям влажного климата, так как именно здесь железо приобретает подвижность и в водоемы поступают менее стойкие формы соединений железа, способные восстанавливаться.

Источником железа является кора выветривания, из которой железо поступает не только в растворимой форме, но и в суспензиях, как грубых, так и коллоидных (Г.И.Булинский, 1956). Стагаясь в водоемах вместе с глинистым и органическим веществом, железо подвергалось восстановлению с образованием оолитов. Во время волнения, при мезандрировании русла рек, глинистое вещество шла взмучивалось и уносилось, а оолиты и песчанистая фракция оставались на месте, частично окисляясь. Формирование осадочных руд начинается в стадии седиментации и завершается

при диагенезе.

Выделяются континентальные и морские осадочные месторождения.

К о н т и н е н т а л ь н ы е о с а д о ч н ы е м е с т о р о ж д е н и я

Континентальные железорудные осадки представлены болотными, озерными и долинно-речными фадами.

О з е р н ы е р у д ы

Мощность пластов озерных руд бывает самая разнообразная. В некоторых озерах Швеции и Северной Америки находили пласты мощностью более 1 метра и в очень редких случаях - в несколько метров. Чаще всего мощность их измеряется сантиметрами (от 3-4 до 25-30).

Руды эти не представляют сплошных образований. Обычно они тонкослоисты, причем в них перемежаются слои, состоящие преимущественно из водной окиси железа и слои, представляющие собой песок и глину. Это микровоны превращения и осадения.

Образование микровон осадения происходит в результате самого процесса осадения. Обычно процесс осадения гидрата окиси железа происходит не круглый год, а сменяется отложением кластического материала, причем перемежающиеся слои окислов железа и глины имеют мощность 6-7 мм. Процесс отложения железа идет главным образом в зимний период, когда прекращается приток рек в озеро кластического материала.

Микровоны превращения называются так потому, что они возникают путем переработки отложившихся ранее иловых частиц. Происходящие в глубине илового слоя восстановительные процессы, сопровождаемые образованием закисных соединений железа, обуславливают в результате работы бактерий перенос железа из более глубоких зон илового слоя в верхние его горизонты, где оно, переработанное бактериями, окисляется, превращаясь в водную окись железа. Таким образом, отложившиеся иловатый первоначально однородный слой в результате работы бактерий расслаивается на две микровоны, верхнюю - железистую и нижнюю - кремнистую. Это расслоение происходит главным образом в зимний период.

Отлагающийся таким образом материал при волнениях заму-чивается, перекрывается новыми рудными и нерудными прослоями, постепенно затем изменяется, превращаясь в существенно бусовидные руды, которые в зависимости от размера частиц делятся на пороховидные, грабовидные и гороховидные.

Болотные и озерные руды формируются и в настоящее время, но большого практического значения обычно не имеют. В СССР разрабатываются древние (юра) озерные руды Тульского и Липецкого железорудных районов.

М е с т о р о ж д е н и я д р е в н и х р е ч н ы х д о л и н

Пластовые рудные залежи струйчатого строения вытянуты на многие десятки километров вдоль русла палеорек. Кроме основной русловой залежи имеется ряд сопровождающих ее линзовидных, овальных залежей меньших размеров в пойменной части долин. Руды существенно оолитовые, сложены гидрогетитом, лептохлоритами, сидеритом, кальцитом, обломочным кварцем, глинистыми минералами. Встречаются пирит, марказит, гипс, гидроокислы марганца. Первичные сидерит и лептохлориты обычно окислены и сидерит-лептохлорит-гидрогетитовые руды превращаются в бурые железняки.

Наиболее крупные месторождения этого типа известны в Тургайском прогибе (Лисаковское, Октябрьское и др.) и в Северном Приаралье (Талды-Эспе и др.).

Л и с а к о в с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Месторождение находится в 110 км к юго-востоку от г. Кустаная Казахской ССР и приурочено к олигоценовой речной долине Тургайского прогиба, протягивающейся с запада на восток на расстояние более 100 км при ширине от 2 до 8 км. Руды выполняют не только основную древнюю долину, но и впадающие в нее эрозионные ложбины и котловины вдоль нее. Рудосодержащие континентальные песчано-глинистые породы среднего олигоцена залегают на размытой поверхности морских глин нижнего олигоцена, а местами на палеовойском фундаменте и перекрыты континентальными песчанистыми и глинистыми отложениями верхов среднего и верхнего олигоцена (рис. 18). Мощность рудоносной толщи достигает 25-35 м, местами она выходит на поверхность. Средняя мощ-

ность вскрытия около 3 м.

Отдельные рудные залежи образуют пласты и линзы длиной

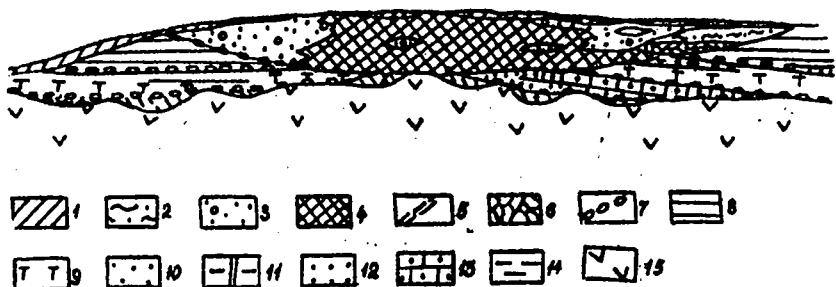


Рис. 18. Идеализированный разрез Лисаковского месторождения (из "Оценка железорудных месторождений", 1970):

1-бурые суглинки и супеси; 2-светло-серые песчаные глины; 3-кварцевые пески; 4-железные руды; 5-кварцевые песчаники; 6-оолитовые гидрогетитовые руды с лептохлоритовым цементом; 7-базальный конгломерат; 8-оливково-зеленые тонкослоистые глины; 9-светло-серые плотные опоки и опоковые глины; 10-темно-зеленые кварц-глауконитовые пески; 11-темно-зеленые кварц-глауконитовые песчаники с опаловым цементом; 12-темно-зеленые кварц-глауконитовые пески и светло-серые кварц-глауконитовые песчаники с опаловым цементом; 13-темно-зеленые кварц-глауконитовые песчаники с опаловым цементом; 14-темно-зеленые кварц-глауконитовые песчаники; 15-кора выветривания палеозойского возраста; 15-нерасчлененные породы палеозоя.

до 10-20 км при ширине в 2-3 км и мощностью от 1-3 до 15-30 м.

Руды медкоолитовые (диаметром обычно 0,3-0,6 мм), рыхлые, местами сцементированные окислами, силикатами и карбонатами железа. Облиты сложены гидрогетитом, иногда с шамозитом, имеют концентрическое строение.

По составу выделяются гидрогетитовые и гидрогетит-сидерит-лептохлоритовые руды.

Содержание железа по месторождению 35,2%, SiO_2 -30,9%, Al_2O_3 - 4,7%, P - 0,48%, S - 0,03%.

Разведанные запасы при среднем содержании Fe в 35,2% превышают 2 млрд. т.

Морские осадочные месторождения

Морские осадочные месторождения железа формировались в мелководной прибрежной зоне и приурочены к карбонатно-терригенным отложениям синеклиз и краевых прогибов древних и молодых платформ. Здесь рассматриваются в основном неметаморфизованные или слабо метаморфизованные месторождения мезозойско-кайнозойских железорудных бассейнов, сформировавшихся в обширных мульдах и пологих синклинальных прогибах в периоды трансгрессий. Рудные пласты лежат на подстилающих породах с незначительным размывом. Протяженность и весьма значительная, а мощность достигает 20 и более метров. Руды бобово-оолитовые, песчанистые, сложены гидрогетитом, гетитом, лептохлоритами, сидеритом, вивианитом, обломками кварца и других кластогенных минералов. В небольшом количестве наблюдаются сульфиды железа, гидроокислы марганца, минералы фосфора, мышьяка и ванадия.

Содержание железа относительно низкое и колеблется от 20 до 50%, обычно равно 30-35%. Руды кислые, редко самоплавкие. Требуют обогащения обжиг-магнитным или гравитационно-флотационными способами. Запасы исчисляются многими миллиардами тонн.

В перекрывающих рудные пласты породах встречается морская флуна.

В СССР известно три крупнейших железорудных бассейна данного типа: Керченский, Аятский и Западно-Сибирский. В Западной Европе известностью пользуются месторождения Лотарингии.

Своеобразными осадочными месторождениями являются гематитовые месторождения в геосинклинальных морских верхнепротерозойских отложениях (Ангаро-Питский бассейн).

Аятский железорудный бассейн

Находится в Кустанайской области Казахской ССР, в 20 км к северу от ст.Тобол.

Хорошо выдержанный по простиранию и мощности рудный пласт занимает площадь около 2500 км² и тяготеет к заливу верхнемелового времени, открытому на восток. Залегает он на кварц-глауконитовых песчаниках и глинах сенмана или на коре выветривания палеозойских пород (Фрис.19). Мощность рудного пласта колеблется от 2 до 9 м и в среднем составляет 4 м. Пласт

трансрессивно перекрывается морскими осадочными породами нижнего сенона, перми и континентальными отложениями кайнозоя. Мощность вскрыши не превышает 80 м и в среднем равна 40 м.

В основании рудного пласта встречаются конгломератовидные руды, выше лежат оолитовые (диаметром 1-2 мм) и пизолитовые (диаметр 3-4 мм) руды, слабо сцементированные и частично глинистые. Верхняя часть пласта сложена мелкооолитовыми (0,5-1 мм) сцементированными рудами тонкослоистого плитнякового сложения.

Выделяются первичные лептохлорит-сидеритовые, окисленные гидрогетитовые и переотложенные гидрогетитовые руды. Первичные руды сложены лептохлоритом и сидеритом, цементирующими зерна кварца и глауконита. Окисленные и переотложенные руды

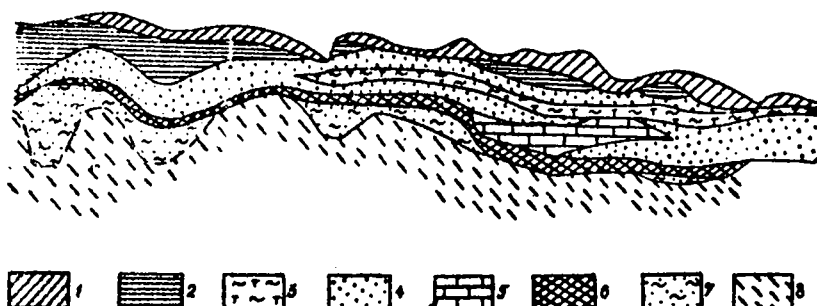


Рис.19. Геологический разрез Айтского месторождения (по А.Биллякову, Д.Топоркову, М.Узбекову. Из книги "Рудные месторождения СССР", т.1, 1974):

1-лессовидные суглинки (Q); 2-глины, пески кварцевые (Ш, P₆₃); 3-опоковая глина (P₆₁₋₂); 4-пески и мергелистые глины (P₆₁₋₂); 5-известняки (Ст₂); 6-оолитовые гидрогетитовые и гидрогетит-сидерит-лептохлоритовые руды (K₂); 7-пески подрудные (K₂); 8-кора выветривания палеозойских пород.

характеризуется оолитовой текстурой. Оолиты существенно гидрогетитового состава сцементированы глинисто-алевритовой массой, содержащей лептохлорит, глауконит, кварц, сидерит и пирит. Редко встречаются оолиты сложного состава (гидрогетит, хлорит, магнетит).

Среднее содержание (в вес. %): Fe -37,1, SiO₂-16,4, Al₂O₃-8,6, CaO - 1,6, MgO -0,8, MnO -0,88, P -0,37, S -0,95.
 Руды кислые, кремнистые.
 Запасы по категориям А-С₂ превышают 7 млрд.т.

Западно-Сибирский железорудный бассейн

Железорудный бассейн представляет собой восточную часть прерывистой полосы, подковой окаймляющей Западно-Сибирскую низменность. Он протягивается почти от предгорий Алтая на юге до низовья Енисея на севере. Протяженность бассейна достигает 2000 км при ширине около 150 км. Наиболее богатые руды выявлены в Бакcharском, Колпашевском и Нарымском районах Томской области (рис.20), а также в Блогуй-Туруханском районе Красноярского края. Общие запасы руд бассейна превышают 900 млрд.т.

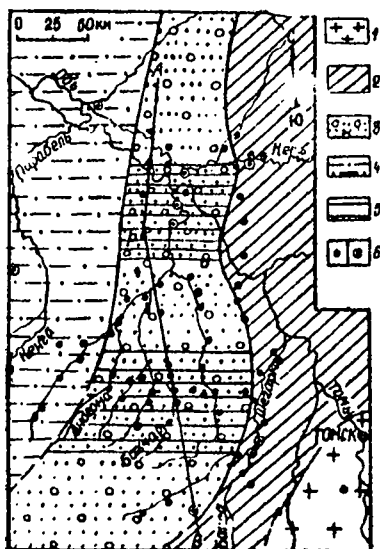


Рис.20. Палеогеографическая схема верхнемеловых железосодержащих отложений юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна (по А.Баину и И.Зальцману):

1-выступ палеозойского фундамента; 2-континентальные отложения; 3-прибрежно-морские железосодержащие отложения с горизонтами олигитовых руд; 4-прибрежно-морские и мелководные железосодержащие отложения; 5-перспективные на железу площади; 6-скважины.

Только в наиболее благоприятно расположенном Бакcharском месторождении запасы превышают 100 млрд.т. (Западно-Сибирский железорудный бассейн, 1964).

По данным В.М.Кляровского (1962), формирование железо-

ночной толщии началось 96 млн. лет и закончилось 56 млн. лет назад. В бассейне выявлено несколько горизонтов с железными рудами, главными из которых являются Нарымский (K_2), Колпашевский (K_2) и Бакчарский (Pg). Рудные горизонты отделены друг от друга промежутками в 12-15 млн. лет.

Нарымский горизонт (коньяк) лежит на глубине от 150 м (рч. Паробг) до 300 м (с. Нарым) и более (севернее) (рис. 21). Мощность горизонта меняется от нескольких до 30-35 метров. Кондиционные руды (Fe более 30%) наблюдаются только в нескольких раздувах, имеющих мощность от 2 до 8 м, а местами даже 15 м (с. Каргасок).

Колпашевский горизонт (маастрихт) залегает на глубине 210-280 м и имеет мощность от 5 до 30 м. Мощность пласта кондиционных руд колеблется в пределах от 2 до 25 м и в среднем равна 9 м. Наиболее высокое содержание железа (44,5-63%) характерно для участков, где в подрудном рельефе наблюдаются широкие (1-5 км), вытянутые в меридиональном направлении дохины. По простиранию и вертикали руды переходят в железистые, песчаники, алевриты, алевритистые глины с зернами глауконита и редкими оолитами лептохлоритового состава.

Бакчарский горизонт (палеоцен-нижний эоцен) залегает на глубине 155-275 м. Мощность железосных отложений составляет более 25 м, а мощность пластов и линз кондиционных руд колеблется от 2 до 22 м (средняя - 12,4 м). На бакчарском горизонте с резким размытом залегают нижнеолигоценовые глины.

Руды коричневого или темно-бурого. Текстура их мелкооблава или оолитовая со слабо выраженной слоистостью, песчанистого облика, слабоцементированные или рыхлые. Оолиты состоят из концентрических оболочек гетита и гидрогетита, иногда лептохлорита и размер их обычно равен 0,2-0,3 мм, иногда до 1-2 мм. Центры оолитов представлены зернами кварца, гетита, глауконита. Такой же размер имеют зерна кварца, полевых шпатов, обломки осадочных пород. Встречаются зерна оолитита, мусковита, эпидота, пироксенов, амфиболов, циркона, сфена, магнетита, ильменита. В цементе наибольшим распространением пользуются лептохлориты, сидерит, гидрокислы железа, реже глауконит, виванит, пирит, каолинит, монтмориллонит, керченит, опал.

Распространением пользуются лептохлорит-гидрогетитовые, гетит-гидрогетитовые, реже гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые руды.

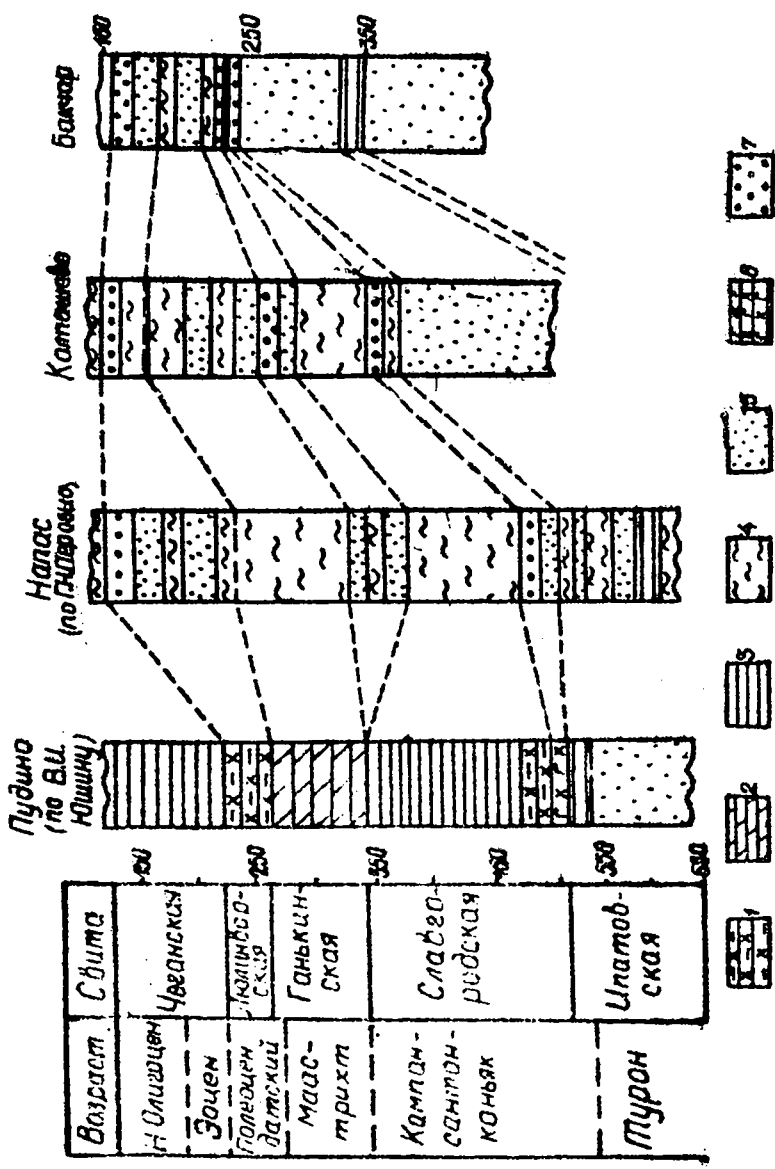


Рис. 21. Сопоставление стратиграфических разрезов рудонской толлы Западно-Сибирского железорудного бассейна (по Ю. П. Каванскому, 1964):
 1-ополки и ополковидные глины; 2-известковистые глины и мергели; 3-глины;
 4-алювриты и алевролиты; 5-пески и песчаники; 6-глаукоцитовые песчаники;
 7-зеленые руды.

Наиболее изученным является Бакcharское месторождение в 200 км к северо-западу от Томска. Здесь выявлены четыре горизонта, из которых наиболее продуктивным является бакcharский (рис.22). Средняя мощность его равна 25,7 м при среднем со-

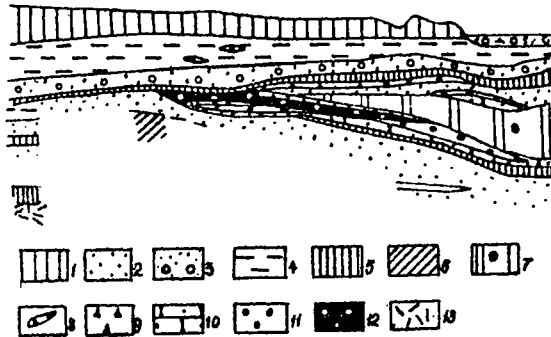


рис.22. Геологический разрез юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна (по А.Бабину и И.Зальцману):

1-пески, супеси, суглинки, галечники; 2-пески мелкозернистые; 3-пески разнозернистые с гравием; 4-алевриты; 5-глины; 6-глины пестроцветные; 7-глины известковистые; 8-бурые угли и лигниты; 9-руда зернистая глауконит-сидеритовая; 10-песчаники кварц-глауконитовые, алевролиты; 11-песчаники рудные; 12-руды оолитовые; 13-кварцевые кератофиры.

держании Fe 37,4% и средней мощности вскрытия 191 м (155-275 м).

Средний химический состав руд бакcharского горизонта (в вес. %): Fe 36,6, SiO₂ 25,09, TiO₂ 0,41, Al₂O₃ 5,55, CaO 0,64, MgO 0,90, MnO 0,27, B 0,03, P 0,55, п.п.п. - 14,26.

Из полевых примесей присутствует ванадий. Руды кислые, фосфористые.

Лотарингский железорудный бассейн

Большая часть бассейна находится на территории Франции. За ее пределами этот бассейн продолжается в Люксембурге и отчасти в Бельгии. Общая площадь бассейна равна 1100 км².

Облитовные железные руды, называемые с давних пор минеттами, отлагались на неровной поверхности триасовых отложений. Главные рудные залежи приурочены к синклиналильным нарушениям-мульдам, имеющим северо-восточное простирание и ширину около 60 км и окруженным во время образования руд возвышенностями Арден и Саарской области. Здесь известно 9 пластов железной руды мощностью от 1 до 13 м, залегающих до глубины 200 м. Общая мощность железорудной толщи в среднем равна 25-30 м, но местами (в осевой части мульды), достигает 60 м.

Руды залегают между песчаниками нижнего валена и мергелями верхнего валена (J_2^1). Самая нижняя "зеленая залежь" начинается на северо-западе в форме узкой рудной линзы с большим содержанием SiO_2 и пирита. Выше лежит лишенная пирита "черная залежь", образующая узкие, до 5 м шириной промышленные полосы. "Коричневая залежь" выполняет всю депрессию, но промышленными в ней оказываются только полосы шириной 6 м. Главным объектом разработки является "серая залежь" мощностью 3-4 м, а в раздувах до 9 м. Более поздние "желтые залежи" достигают мощности 4 м, однако они проявляются в форме узких полос промышленных руд. Самые верхние "красные залежи" встречаются в виде отдельных линз. Нижние залежи по составу кремнисто-песчаные, серая - преимущественно известковистая, а верхние - чисто известковистые. Глинистый цемент отсутствует.

Руды мелкооолитовые (0,2-1 мм), сложены гетитом, лимонитом, с примесью лептохлоритов, сидерита и иногда гематита. Цемент оолитов существенно сидеритовый, есть в нем и основные компоненты оолитов.

Содержание железа в промышленных рудах находится в пределах от 25 до 50% и в среднем равно 33%. Отношение $CaO : SiO_2$ в среднем равно 1,4-1,0, руды самоплавкие и не требуют добавки флюсов. Руды фосфористые ($P = 0,6-0,8\%$), содержание Mn достигает нескольких процентов, $V = 0,1\%$, а $S = 0,4\%$.

Общие запасы руд бассейна оцениваются в 15 млрд. т. (установленные и вероятные - около 7 млрд. т.).

Н и ж н е - А н г а р с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Находится в южной части обширного Ангаро-Питского бассейна, в 140 км от ж/д Ачинск-Абабаково, на правобережье р. Ангары, в южной части Енисейского края.

Рудоносные пласты приурочены к низам верхнепротерозойской нижнеангарской терригенной свиты, лежащей без видимого несогласия на сланцево-карбонатных породах киргитейской свиты тунгусской серии. Рудоносная свита мощностью 600-800 м в нижней части сложена конгломератовыми хлорит-гематитовыми рудами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами и изредка брекчиевидными рудами. В пределах месторождения установлен ряд разрывных нарушений, в том числе послерудный Главный взброс, выводящий на поверхность рудоносный горизонт в виде Западной и Восточной полос (рис. 23).

Протяженность месторождения достигает 20 км, длина отдельных рудных пластов равна 10-15 км. Общая мощность рудной зоны достигает 150 м. Наиболее мощные и богатые рудные пласты, которых выявлено 10, залегают у основания рудоносного горизонта в полосе длиной 5 км. Средняя мощность отдельных пластов 5-8 м, суммарная достигает 50 м. Пласты имеют хорошо выраженные поверхности напластования, по простиранию переходят в гематитовые песчаники.

Характерной особенностью руд месторождения является их гравелитовая (конгломератовая) текстура, реже встречаются осадочные брекчии. Выделяются гематитовые, песчанистые гематитовые и глинисто-лептохлоритовые гематитовые гравелиты.

Рудные гравелиты слагаются гальками гематита, гидрогематита, хлоритовых и хлорит-гидрослюдистых пород, цементированных гематитом, гетитом, гидрогематитом, шамовитом, серицитом, глинистым веществом, обломочным кварцем. В виде примеси содержатся пирит, халькопирит, окислы марганца, циркон, турмалин, магнетит. Гематит скрытокристаллический, чешуйчатый, пластинчатый, коллоидный. Осадочные брекчии имеют гематит-сидеритовый состав: обломки и галька лептохлоритовых, гематитовых и сидеритовых руд цементированы сидеритовым цементом с зернами кварца.

Средний химический состав руд (в вес. %): Fe -40,40, SiO₂ -24,92, TiO₂ -0,51, Al₂O₃ -7,42, CaO -0,22, MgO -0,22, MnO -0,09, S -0,03, P -0,08. Руды кремнистые, требуют

обогащения, но содержат очень мало вредных примесей.

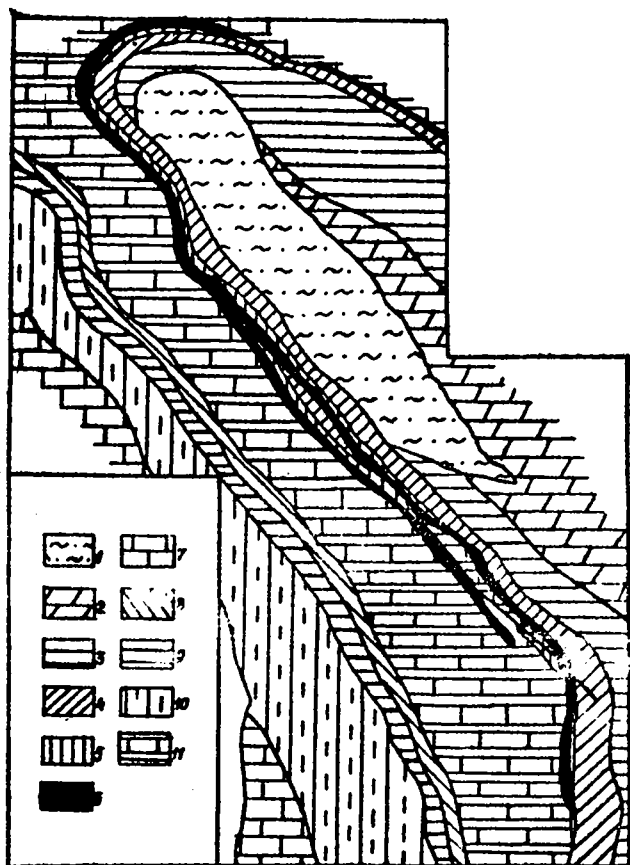


Рис.23. Схематическая геологическая карта Нижне-Ангарского месторождения (по А.Лесгафту):

1-третичные суглинки; 2-11-отложения верхнего протерозоя:
 2-известняки; 3-сланцы маргелистые; 4-сланцы фиолетовые
 песчано-глинистые; 5-сланцы серые песчано-глинистые; 6-
 рудный горизонт; 7-известняки черные; 8-сланцы фиолетовые;
 9-сланцы тонкополосчатые алевритовые; 10-черные глинистые
 сланцы с пиритом; 11-сланцево-карбонатный горизонт.

Разведанные запасы руд месторождения оцениваются в 1,2 млрд. т. Общие перспективные запасы руд биссейна превышают 5 млрд. т.

МЕТАМОРФОВЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Метаморфизму подвергаются руды месторождений всех ранее охарактеризованных генетических типов. Однако в большинстве случаев существенного изменения состава и качества руд при этом не происходит. Поэтому к метаморфогенным (метаморфизованным) месторождениям принято относить только руды в железисто-кремнистых толщах докембрия. Железисто-кремнистые породы вне зависимости от местонахождения и возраста (в пределах докембрия) имеют много общих черт и обычно называют железистыми кварцитами. Они залегают в метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексах докембрийских герсинклиналей. Железистые кварциты размещены в кристаллических щитах, в складчатом основании древних платформ и реже наблюдаются в выступах древних структур более молодых складчатых сооружений.

Железистые кварциты — полностью раскристаллизованные по досчатой текстуре руды с ритмичным чередованием существенно рудных, кварцевых и иногда силикатных полосок мощностью от 2 до 10 мм при содержании железа от 25 до 45%. Рудные прослои на 70% сложены магнетитом, гематитом и на 30% — кварцем, нередко пронизанным мельчайшими пластинками гематита. Нерудные прослои состоят на 80-90% из кварца, также пронизанного гематитом, или силикатов и на 10-20% — из магнетита и гематита. Из силикатов наблюдаются куммингтонит, рибекит, актинолит, эгирин, гиперстен, диопсид, хлорит, биотит и др. Соотношения между главными компонентами могут быть различными. Если присутствуют все три главные компонента (окислы железа, кварц, силикаты), то такие руды называют **т а к о н и т а м и**, при отсутствии силикатов руды называют **и т а б и р и т а м и**. В систематике железисто-кремнистых пород часто пользуются термином **д ж е с п л и т ы**, обозначая им более богатые железом полосчатые породы, сложенные ядами, кремнями и токофернистыми гематитом и магнетитом (Петров, 1957).

Текстурно-структурные особенности железисто-кремнистых пород зависят от степени их метаморфизма. Чем сильнее метаморфизм, тем грубее полосчатость, проявляется гнейсовидность,

увеличивается размер зерен минералов (до крупнозернистых разностей). Части плосчатые текстуры. Полосчатость может рассматриваться как реликт первичной слоистости и как результат метаморфической дифференциации.

Железисто-кремнистые породы образуют весьма протяженные и мощные пласты, входящие обычно в состав средней рудоносной свиты вулканогенно-осадочных серий. Характерной чертой рудоносных свит является ритмичное чередование железисто-кремнистых и сланцевых горизонтов.

Среди таких обширных полей железисто-кремнистых пород наблюдаются докальные участки с резко повышенным содержанием железа (до 65-70%), сложенные почти одним магнетитом. Объем богатых скоплений составляет 3-4% от общего объема железистых пород. Форма залежей может быть различной: пластообразной, плачеобразной, столбообразной, линзовидной. Размеры их достигают 2-3 км при мощности в 10-15 м. Имеются согласные и чаще несогласные залежи.

Концентрация железа в богатых залежах осуществлялась в процессе регионального метаморфизма или при выветривании. В том и другом случае образование богатых руд связано с выщелачиванием кремнезема слабощелочными растворами. Это могли быть метаморфические сокирастворители, выделяющиеся из пород при их метаморфизме, или же это были квинильные растворы, поднимающиеся из глубин или отделяющиеся от гранитоидов. В КМА выщелачивание кремнезема осуществлялось гипергенными водами в условиях жаркого влажного климата.

Процессы метаморфизма протекали в очень широком интервале температур и давлении. К низкотемпературным относят руды, образовавшиеся в условиях хлоритовой зоны. Для них характерно присутствие хлорита и железо-магнезильного карбоната, близкого к сидероплезиту, пистомезиту или магнезильному андериту. Структура таких кварцитов тонкозернистая, текстура тонкослоистая. В условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, сопровождающегося щелочным, щелочно-земельным и магнезильно-железистым метасоматозом, структура кварцитов преимущественно мелко-среднезернистая, текстура полосчатая, гнейсовидная. Характерно присутствие щелочных амфиболов, альбита, биотита.

В настоящее время добываются как богатые руды, так и сами железистые магнетитовые кварциты с содержанием железа более 30%. Они не содержат вредных примесей (P, V). Бога-

тые руды очень высокого качества; нередко мартеновские, почти не содержат примесей.

В месторождениях данного типа сосредоточено более половины разведанных запасов железных руд СССР, а добывается из них около 60% всех железных руд.

Метаморфогенные месторождения известны в районе озера Верхнего (США), в Индии, в Бразилии, Венесуэле, Ю.Африке, Западной Австралии, Канаде, Норвегии, Китае. В СССР разрабатываются месторождения Кривого Рога, КМА, Кольского полуострова и Карелии.

Происхождение железисто-кремнистых пород окончательно не выяснено. Высказывались предположения об их первично осадочно-терригенном, осадочно-хемогенном, вулканогенно-осадочном, магматическом и даже космическом происхождении.

Можно отметить, что железистые кварциты первоначально представляли собой типичные химические, вернее, коллоидные осадки в районах интенсивного развития основного вулканизма. Источником железа и кремнезема могли служить как кора выветривания, так и подводные эксгаляции. Совместная миграция железа и кремнезема облегчалась более высокой концентрацией углекислоты в водах и воздухе, менее высоким содержанием кислорода и меньшей соленостью морской воды в раннем докембри. Тонкая и правильная ритмичная полосчатость железисто-кремнистых пород связана с различной скоростью коагуляции кремнезема и гидроксидов железа. При одновременном поступлении их в морской бассейн вначале выпадает железо, а кремнезем осаждается значительно позже. Возможно, ритмичная слоистость связана с сезонными колебаниями климата, процессами диагенеза. Отложение кремнезема и железа могло происходить при разной концентрации углекислоты и кислорода в водах, поэтому первоначально в железистых осадках могли образоваться сидерит, гидроксиды железа, аморфные силикаты железа, хотя некоторые геологи считают, что происходило сразу образование магнетита и гематита.

Железорудный бассейн КМА

Бассейн КМА находится в пределах западного крыла Курско-Воронежской антеклизы, на территории Курской, Белгородской, Орловской, Калужской, Брянской областей, занимая площадь бо-

лее 120 тыс. кв. км.

Месторождения приурочены к двум протяженным синклинорным зонам: Юго-Западной (Курско-Вьлгородской, длиной около 600 км и шириной от 2-5 до 30-40 км) и Северо-Восточной (Оскольской, длиной 400 км и шириной от 1-2 до 25 км), разделенных Центральной антиклинорной зоной шириной 50-60 км. Наиболее крупными месторождениями первой зоны являются Михайловское, Яковлевское, Гостищевское, а второй - Лебединское. Все выявленные месторождения тяготеют к осевым частям синклинорных зон.

Месторождения приурочены к комплексу сильно дислоцированных метаморфических пород нижнего протерозоя, имеющих крутое падение и перекрытых чехлом палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадочных пород. Минимальная мощность чехла (35-40 м) зафиксирована в центральной части Михайловского месторождения, расположенного на северо-западе бассейна, максимальная (550 м) - на юге (Яковлевское месторождение).

Протерозойские породы курской серии несогласно лежат на архейских серых плагиогранитах и различных гнейсах. В серии выделяются надрудная, железорудная и подрудная свиты. Надрудная свита сложена кристаллическими сланцами и известняками. В основании ее обнаружены железистые конгломераты. Подрудная свита характеризуется более значительной степенью метаморфизма первичных пород и сложена сливными кварцитами, биотитовыми и амфиболовыми сланцами, гнейсами и серицит-биотитовыми сланцами (рис. 24).

Рудная свита представлена пластами железистых кварцитов с прослоями сланцев. Возраст их равен 2100 млн. лет (Домарев, 1962). Строение и мощность толщи кварцитов различны даже на олиго расположенных участках. В Цигровском районе имеется один горизонт мощностью 250-300 м, на Лебединском и некоторых других месторождениях установлено два горизонта (нижний 80-200 м и верхний 80-300 м), разделенных горизонтом сланцев мощностью до 250 м. Установлено три формы залегания железистых кварцитов: 1) в виде узких вытянутых полос; 2) в виде крупных более или менее изометричных в плане массивов; 3) в виде массивов в форме вытянутых линий. Такое разнообразие форм обусловлено наличием сплюснутых дополнительных складок в замке крупной синклинальной структуры, почти полностью сложенной железистыми кварцитами. Выходя под осадочную толщу, железистые кварциты образуют сплошные поля шириной в не-

сколько километров.

Железистые кварциты КМА представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы, сложенные прослойками кварца, магнетита, гематита и силикатов (куммингтонита, щелочного

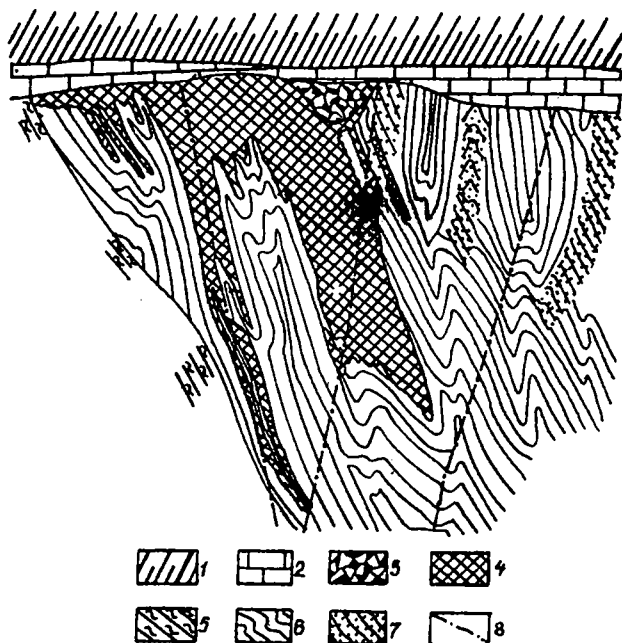


Рис.24. Геологический разрез Яковлевского месторождения (по С.Чайкину и В.Клекль, 1965, с упрощениями. Из книги "Оценка железорудных месторождений"... , 1970):

1-мезозойско-кайнозойские отложения; 2-нижнекаменноугольные отложения; 3-рудная конгломерато-брекчия и железо-алюминиевые руды; 4-богатые железные руды; 5-филлитовидные сланцы и конгломераты верхней сланцевой свиты; 6-железистые кварциты; 7-нижняя сланцевая свита; 8-разлом.

амфибола, биотита). Где метаморфизм проявился слабее, в кварцитах отсутствуют силикаты и наблюдаются гидроматит и гидротектит, а там, где процессы метаморфизма проявились более

интенсивно, гидроокислы железа исчезают и в них значительную роль играют силикаты. Среди железистых кварцитов КМА можно встретить джеспилиты, итабириты и такониты. Нередко можно заметить определенную последовательность в смене типов кварцитов от всячего бока к лежащему: а) сланцы всячего бока; б) безрудные или малорудные силикатные и карбонатные кварциты; в) такониты; г) доломит-магнетитовые кварциты; д) джеспилиты; е) доломит-магнетитовые кварциты; ж) такониты; з) безрудные и малорудные силикатные и карбонатные кварциты; и) сланцы лежащего бока. Иногда джеспилиты выпадают и вместо них формируются итабириты.

Содержание железа в магнетит-железнослюжковом кварците 35-39%, в магнетитовых - 32-36% и в таконитах - 25-33%. Среднее содержание железа по отдельным месторождениям колеблется от 35 до 45%, $\text{CaO} + \text{MgO}$ - от 2,0 до 6,0%, серы - 0,09 до 0,16%, фосфора - 0,05 до 0,09%, марганца 0,04 до 0,06%, двуокиси титана - 0,07 до 0,08%. Содержание Ni , V , Cr , Mo , Cu , Pb , Zn , Ba , Be , - до тысячных долей процента.

Наибольшую ценность в КМА представляют плацеобразные залежи мартитовых руд коры выветривания, сформировавшиеся на головах железистых кварцитов в палеозое. Формирование главной массы богатых железных руд происходило в верхнем девон-нижнем карбоне, когда здесь был тропический климат. Коры выветривания южных районов отличаются более глубокой проработанностью, здесь образуются аллиты и элювиальные бокситы с кремневым модулем до 6-12.

Контуры плацеобразных залежей лишь местами выходят за пределы контуров железистых кварцитов. Поверхность залежей ровная, нижняя граница зигзагообразная. Площадь залежей обычно не более 3-4 км². Мощность их увеличивается с севера на юг. В Курско-Орловском и Старооскольском железорудных районах средняя мощность рудных залежей не превышает 14 м. В Белгородском железорудном районе она колеблется от 30-50 до 100-150 м. Промышленные месторождения богатых железных руд северных районов в большинстве случаев представлены площадными залежами. На месторождениях Белгородского района преобладает лентообразная форма залежей, длиной до 80 км. (Яковлевское месторождение) при ширине 300-800 м и значительном распространении на глубину (до 400-500 м от поверхности докембрия).

Главными минералами таких богатых руд являются мартит, железная слюдка и сидерит, местами хлорит, гидрогематит, гидрогетит.

По минеральному составу выделяются следующие типы руд:

а) железнослюдковые и железослюдково-мартиновые ("синьки"); б) мартит-гидрогетитовые ("синько-краски"); в) гидрогематит-гидрогетитовые ("краски"). Руды плотные и рыхлые.

Наиболее высокое содержание железа отмечается для руд Белгородского района (61,1%), в Курско-Орловском районе содержание железа ниже (54,9%). В некоторых типах руд содержание железа достигает 64%. Кремнезем присутствует в количестве от 3 до 9%, глинозем - от 2,5 до 6%, В - 0,11-0,7%, Р - 0,03-0,06%, MnO - 0,04-1,0%.

Разведанные запасы богатых руд только Белгородского района оцениваются почти в 20 млрд.т.

Геологические запасы кварцитов КМА приравниваются к 10 триллионам тонн.

Литература

- А н г а р о - И л и м с к и е ж е л е з о р у д н ы е
месторождения ... Госгеолтехнадат, 1960.
- Б е л е в ц е в Я.Н., К о р н и л о в Н.А. Особенности
метаморфогенного железного рудообразования в докембрий-
ских железисто-кремнистых формациях Русской платформы. - В
об.: Пробл. магматизма Бадктийского щита. Л., "Наука", 1971.
- Б у ш и н с к и й Г.И. О диагенезе в связи с генезисом
огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. - Изв.
АН СССР, сер. геол.", 1956, №11.
- В а х р о м е е в В.А. Минералогия, геохимия и генетичес-
кие типы железорудных месторождений Алтае-Саянской обла-
сти. М., "Наука", 1965.
- Г е о л о г и я и генезис магнетитовых месторождений
Сибири. М., "Наука", 1967.
- Г е о л о г и я и генетические особенности магнетитовых
месторождений Тургай. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Г е о л о г и я Криворожских железорудных месторождений.
Т.2. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Г л а в н ы е ж е л е з о р у д н ы е месторождения Сибири.
Новосибирск, 1970.
- Д ы м к и н А.М., Петрология и генезис магнетитовых мес-
торождений Тургай. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Ж е л е з н ы е руды Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР.
1960.
- Ж е л е з о р у д н а я база черной металлургии СССР. М.,
Изд-во АН СССР, 1957.
- Ж е л е з о р у д н ы е месторождения Алтае-Саянской
горной области. М., Изд-во АН СССР. Т.1, кн.1, 1958; Т.1,
кн.2, 1959.
- Ж е л е з о р у д н ы е месторождения Центрального Ка-
захстана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- З а п а д н о - С и б и р с к и й железорудный бассейн.
Новосибирск, 1964.
- З е л е н ц о в Н.М. Прогнозные запасы железных руд
СССР. Сер. "Геол. методы поисков и разведки месторожде-
ний черных металлов", №1, ВИМС, 1969.
- К а л у г и н А.С. Атлас текстур и структур вулканоген-
но-осадочных руд Алтая. Л., "Недра", 1970.

- Кузнецов Ю.А. Железооруденение и генетические типы интрузий. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1955, № 2.
- Магакьян И.Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961.
- Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., "Наука", 1970.
- Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М., Изд-во ВГЭ, 1972.
- Петров Р.П. К номенклатуре железистых пород железорудных формаций. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1957, №9.
- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1956.
- Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч.1 и 2. Новосибирск, 1974.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В. Железо. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1964.
- Соколов Г.А., Григорьев В.М. Месторождения железа. - В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.1. М., "Недра", 1974.
- Страхов Л.Г., Тарасевич С.И., Черненко А.И., Ширяев П.М. Возраст трапповых трубок взрыва и железорудных месторождений на юге Сибирской платформы. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, №5.
- Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналогии в истории Земли. - "Труды ИГН АН СССР, сер. "геол.", вып. 73, 1947, #22.
- Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып.59. Железо. Автор Г.Б.Чернышев. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Трлюпо Б.М. Критерии определения генетического типа железорудных месторождений. - В сб.: Пробл. геологии и металлогении Сибири. Томск, 1969.
- Трлюпо Б.М. Поведение железа при процессах метаморфизма. - "Геология и геофизика", 1976, №8.
- Ферсман А.Е. Геохимические параметры железа. -

"Изв. труды" Т.4. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Ф о р м о з о в а Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., "Наука", 1973.

Ч а й к и н С.И. Закономерности размещения месторождений богатых железистых руд КМА. - "Геол. рудн. месторожд.", 1969, №5.

Ш а б н и н Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., "Наука", 1973.

М А Р Г А Н Е Ц

Марганец имеет исключительно большое значение в металлургии, находит себе применение в электротехнике, химической, стекольной, лакокрасочной промышленности, в медицине и в сельском хозяйстве. 90-95% всей добычи марганцевых руд используется в металлургии. Марганец придает сталям вязкость, ковкость, твердость. При выплавке 1 тонны рядовой стали в среднем расходуется 6-9 кг ферромарганца. Необходимы марганцевые руды и как добавка к шихте доменных печей при выплавке передельных чугунов для извлечения в шлак вредных примесей.

Главными рудообразующими минералами руд марганца являются:

- Пирролюзит - MnO_2
- Манганит - $MnOOH$
- Псиломелан - $(Ba, Mn^{2+} \dots)_3 \cdot (OH)_6 Mn_8^{4+} O_{16}$
(ранее $MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$)
- Браунит - $3Mn^{2+} Mn^{4+} O_3 \cdot MnSiO_3 (SiO_2 - \text{до } 10\%)$
- Гаусманит - $Mn^{2+} Mn_2^3 O_4$
- Вернадит - $MnO_2 \cdot n H_2O$
- Родохрозит - $MnCO_3$
- Манганокальцит - $(Mn, Ca)CO_3$
- Олигонит - $(Mn, Fe)CO_3$
- Родонит - $MnSiO_3$
- Бустамит - $(Ca, Mn)_3 (Si_3O_9)$

По составу различают 4 главных типа марганцевых руд: а) окисные; б) карбонатные; в) окисленные и г) силикатные. В месторождениях часто смешанные типы руд - карбонатно-силикатные, карбонатно-окисные и другие.

По металлургическим свойствам выделяются: а) марганцевые руды (марганцевый модуль - $Mn : Fe > 7$); б) железо-марганцевые руды (модуль около 1) и в) марганцовистые железные руды ($Mn = 5-10\%$). Общее содержание $Fe+Mn$ в промышленных рудах, не требующих обогащения, колеблется от 40 до 50%.

Для выплавки ферромарганца используют руды и концентраты с марганцевым модулем больше 8, содержанием Mn более 40% при содержании P менее 0,2 и SiO_2 не более 9 - 15%. При выплавке чугуна нередко используют карбонатные руды с содержанием Mn не менее 8-12%, а также бедные

кремнистые руды. Обычно используются товарные руды с содержанием Mn - 25-56%. Самой вредной примесью в марганцевых рудах является фосфор, содержание которого не должно превышать 0,006% на 1% Mn . Химическая промышленность использует почти чистые пиролюзитовые руды. Соотношение шлакообразующих окислов желателен близко к 1,0. Наибольшую ценность представляют первично-окисные пиролюзит-псиломелановые или браунит-гаусманитовые руды, как наиболее богатые, легко обогащаемые и содержащие мало фосфора. Менее ценны карбонатные.

Общие запасы марганцевых руд в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах в 1971 году составляли 1014 млн.т., из которых 403 млн.т. относятся к достоверным и вероятным (при содержании Mn в руде от 30 до 50%). Более 75% запасов расположено в Индии, Бразилии, Габоне, КАР, Австралии, Марокко. Добыча марганцевой руды в этих странах в 1971 г. составляла 19 млн.т. На первом месте по добыче стоит КАР, затем Бразилия, Габон и Индия.

В США организуется добыча $Fe-Mn$ конкреций со дна океана в количестве нескольких миллионов тонн по цене 25-30 долларов за тонну 48-50% руды.

В СССР сосредоточено 2/3 мировых запасов марганцевых руд самого высокого качества. Общие запасы оценены в 3 млрд. т. Из них на долю окисных руд приходится 28% балансовых запасов, карбонатных - 68%. Около 88% разведанных запасов сосредоточено в Никопольском и Больше-Токмакском месторождениях Украины, 6,5% - в Чиатурском месторождении Закавказья. В годы Советской власти открыты новые марганценозные районы и провинции (Урал, Казахстан, Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток). Наиболее перспективны Атасуйский район в Ц.Казахстане, Усинское месторождение в Кузнецком Алатау, Присяжский район в Иркутской области, месторождения Бурятии, Забайкалья и Малого Хингана. Добыча Mn руды в 1963 г. превышала в СССР 16 млн.т., причем на долю окисных руд приходилось 80,6%, карбонатных - 10% и окисленных - 3,4%. В 1980 г. намечается добыть 45% карбонатных руд (15 млн.т.).

ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦА

Вопросы геохимии марганца рассматривались В.И.Вернадским, А.Г.Бетехтиным, Н.М.Страховым, Д.Г.Сапожниковым, А.Т.Сусловым и многими другими геологами, но до сих пор многие особенности поведения этого интересного элемента в природных процессах остаются не выясненными.

В семействе железа марганец занимает центральное положение и имеет некоторые общие с ним свойства (табл. 2). Однако это самый крупный катион в группе и обладает наиболее литофильными свойствами, что сближает его с Ca и Mg, в то же время в металлической фазе метеоритов он обнаруживает сидерофильные свойства. От соседних элементов марганец отличается числом и расположением электронов на внутренних орбитах при общей для этой группы неустойчивой дистраивающейся электронной конфигурации. Марганец не способен построить ион с прочной вольтмагнетронной оболочкой. В природных условиях он образует ионы трех степеней валентности: Mn^{2+} , Mn^{3+} и Mn^{4+} . Как и железо, марганец наиболее легко теряет обрамляющие электроны оболочки и с образованием устойчивых ионов закиси марганца. В то же время трехвалентный ион марганца менее устойчив по сравнению с Fe^{3+} . Вследствие неустойчивости электронной структуры марганца даже при относительно незначительном изменении физико-химических условий среды (Eh, pH и др.) очень легко происходит переход Mn^{2+} в Mn^{3+} и Mn^{4+} , с чем связано значительное различие в поведении этого элемента в геохимических процессах.

Размеры ионов марганца (табл. 2) определяют широкие возможности вхождения его в кристаллические решетки различных минералов. Двухвалентный марганец, имея близкие к Mg^{2+} , Fe^{2+} и даже Ca^{2+} радиус иона, ионный потенциал (2,2) и значение электроотрицательности (1,80), при высоких температурах способен давать непрерывные твердые растворы: Mn_2SiO_4 (тефрит) - Mg_2SiO_4 (форстерит), $MgSiO_3$ (энстатит) - $MnSiO_3$ (родонит), $CaCO_3$ - $MnCO_3$. Марганец вместе с ионами Mg^{2+} , Ca^{2+} , Ni^{2+} и ряда других элементов легко переносится в ионных растворах и выпадает в щелочных средах в виде гидратов основных и средних солей. Величина pH гидродинама Mn^{2+} равна 8,7, что отличает его от Fe^{2+} .

Трехвалентный марганец имеет более высокий ионный потенциал (2,4) и гидролиз его соединений осуществляется при менее высоких значениях pH (6-7).

Чаще всего Mn^{3+} находится в сочетании с Mn^{2+} или Mn^{4+} и ионы трехвалентного марганца характерны для неустойчивой обстановки, существующей при вулканогенно-гидротермальных и вулканогенно-осадочных процессах. Большое значение в геохимии марганца имеет четырехвалентный его ион, ионный потенциал которого равен 305, а радиус очень мал. Гидролиз соединений Mn^{4+} имеет место при pH=2-4. Образующиеся при этом гидрат окиси или окись марганца обладают ничтожной растворимостью и устойчивы в зоне гипергенеза.

Среднее содержание Mn в земной коре равно 0,1%. Наиболее высокое содержание его характерно для основных пород (0,22%). В кислых магматических породах содержание Mn = 0,06%, но отношение $Mn : Fe$ больше, чем в основных. В глинистых сланцах $Mn = 6,7 \cdot 10^{-2} \%$, песчаниках - $3,85 \cdot 10^{-2} \%$, карбонатных породах - $1,3 \cdot 10^{-2} \%$.

Для марганца характерна способность к значительной концентрации: в осадочных месторождениях кларк концентрации его достигает 500, то есть больше железа в 50 раз, а для Al и Si - в несколько сот раз. В то же время марганец не образует таких крупных скоплений, как железо, алюминий и кремний. Наиболее обычны месторождения марганца с запасами в несколько десятков, очень редко несколько сот тысяч тонн. Общие запасы марганцевых руд примерно в 300 раз меньше, чем железных.

В эндогенных условиях марганец входит в состав породообразующих силикатов в двухвалентной форме, изоморфно замещающая Mg^{2+} , Fe^{2+} и Ca^{2+} . Обычно содержание Mn в породообразующих силикатах магматических пород не превышает 1%. Для образования самостоятельных минералов марганца количество его в расплаве оказывается недостаточным. Марганец в присутствии щелочей и летучих способен образовывать комплексные соединения и накапливаться в постмагматическом остатке. Особенно благоприятные условия для обособления марганца создаются на небольших глубинах, когда в расплаве и растворах повышается кислородный потенциал и часть Mn^{2+} переходит в Mn^{3+} или даже Mn^{4+} . Последние неохотно замещают щелочноземельные металлы в породообразующих сили-

катах.

Самостоятельные минералы марганца образуются в пегматитах, в некоторых плутоногидротермальных месторождениях вольфрама. Это обусловлено низкой концентрацией в пегматитовом остатке и постмагматическом растворе ионов Mg^{2+} , Ca^{2+} и Fe^{2+} . При этом образуются фосфаты и карбонаты марганца, гюбнерит, иногда родонит. В связи с циркуляцией постмагматических растворов, формирующихся в процессе вулканической деятельности на относительно небольшой глубине и отлагающих свой груз в условиях повышенного потенциала кислорода, образуются вулканогенно-гидротермальные небольшие по масштабу месторождения, в которых присутствуют окислы марганца, в том числе и пиролюзит (кристаллический). В вулканогенно-осадочных концентрациях, в месторождениях, связанных с инфильтрацией ювенильных термальных растворов и метасоматозом, окислы марганца (гаусманит, браунит) тесно ассоциируют с кремнеземом, причем последний иногда входит в кристаллическую решетку этих окислов. В условиях уменьшения кислородного потенциала образуются карбонаты и силикаты двухвалентного марганца. А.Г.Бетехтин допускал возможность замещения марганца постмагматическими растворами из силикатов и карбонатов вмещающих пород и переотложение его в виде окислов в метасоматических гидротермальных месторождениях.

В отличие от других минералов семейства железа, эндогенные месторождения марганца обычно не имеют большого промышленного значения.

В коре выветривания все минералы, содержащие низшие окислы марганца, разлагаются и, вследствие окисления, быстро образуется самое устойчивое соединение марганца на поверхности земли — MnO_2 . При этом имеет место отделение железа от марганца. Как считает Н.М.Страхов, подобное обособление марганца происходит еще в щелочную стадию развития коры выветривания до вступления Fe и Mn в миграцию в речных водотоках. Подвижность марганца в коре выветривания оценивается у 25 единиц (как у Mg и Na), а подвижность железа (также Al и Ti) оказывается равной всего 1-1,2. Разделение Fe и Mn происходит и в водных бассейнах. При этом железо коагулирует и выпадает из раствора сразу, тогда как марганец начинает осаждаться только после того,

как в растворе не останется железа. В условиях высокого окислительно-восстановительного потенциала в верхних горизонтах коры выветривания накапливаются окислы (сухой климат) или гидрокислы (влажный климат) марганца, нередко вместе с кобальтом и никелем, в то время как гидрокислы железа концентрируются главным образом в нижних горизонтах охристой зоны. Освобождающиеся при гидролизе и окислении силикатов и других минералов Mn и Fe вначале образуют золи, причем золь Fe несет положительный заряд, а золь Mn - отрицательный. Поэтому последний при коагуляции поглощает ряд положительно заряженных катионов, что имеет значение при поисках месторождений Pb , Zn , Cu и других металлов.

Знос марганца из коры выветривания, в которой образовались окислы и гидрокислы Mn^{2+} , возможен также в виде суспензии, в форме мельчайших обломков этих минералов. Но вместе с частицами минералов марганца в водные потоки попадают и частицы гидрокислов железа, которого в десятки раз больше, чем марганца. Такой источник марганца и подобный путь миграции едва ли способны образовать осадочное месторождение марганцевых руд. При перемыве коры выветривания могут возникнуть осадочные концентрации железных руд, содержащих то или иное соответствующее исходным породам содержание марганца.

Миграция марганца и поступление его в водные бассейны возможна в форме бикарбонатов, сульфатов и других соединений двухвалентного марганца, а также в виде металлоорганических соединений и, возможно, коллоидных растворов окисных соединений марганца в нейтральных или даже слабощелочных водах, содержащих органику. Многими учеными доказывается возможность разложения окислов и гидрокислов марганца с переводом его в подвижное состояние особыми микроорганизмами. Вероятней всего, основная масса марганца поступает в водные бассейны с заолоченных участков суши, на районах формирования подзолистых почв (Н.М.Страхов), где воды имеют относительно низкий окислительно-восстановительный потенциал и богаты органикой. Об этом свидетельствуют наблюдения над процессами образования со временем скопленных марганцевых минералов в озерах Балтийского шита, где они присутствуют все-таки с гидрокислами железа, но отно-

шение $Mn : Fe$ в рудных осадках намного выше, чем в корах выветривания.

Содержание растворенного марганца в поверхностных водах весьма невелико и подвержено сильным изменениям (Енисей 3,1 мкг/л, Зап. Двина — 62 мкг/л). В то же время грунтовые воды в ряде районов Балтийского щита содержат до 30,8 мг/л растворенного марганца. В почвенных болотных водах количество растворенного марганца достигает 30—130 мг/л. Содержание растворенного железа обычно намного ниже. В водах озер марганца намного меньше (до 0,23 мкг/л), часто он совсем отсутствует. В водах океанических бассейнов среднее содержание марганца 0,002 мг/л, хотя в водоемах с сероводородным заражением (Черное море) достигает 0,5 мг/л при отношении $Mn : Fe$ до 6:1. Избыток марганца, поступающий в водоемы с грунтовыми водами, выпадает в прибрежной зоне, где имеет место насыщение кислородом (до 11 мг/л) и En достигает +400 мв и более. Конкреции окислов марганца осаждаются в настоящее время в застойных морских бассейнах (Балтийское море) и водоемах, зараженных сероводородом (Черное море). Распространены отложения окислов марганца в почвах. Железо-марганцевые конкреции накапливаются на дне озер, расположенных в гумидной зоне, и на дне океанов. Вместе с тем в современных осадках не встречено прямых аналогов осадочных олигоценых и более древних промышленных месторождений марганца. Надо помнить, что по мере заболачивания озер и перекрытия сформировавшихся конкреций небольшим слоем нового осадка, часто кремнисто-глинистого, эти конкреции попадают из окислительной зоны в восстановительную, где имеется к тому же органическое вещество, и исчезают, так как марганец вступает в новую миграцию. Современных скоплений марганца, перекрытых осадками даже незначительной мощности, неизвестно.

Н.М.Страхов подчеркивает, что формирование осадочных руд есть функция по крайней мере 5 независимых переменных: 1) интенсивности садки рудного компонента из наддонной воды, вызываемой поступлением больших масс ее с водосборов; 2) влияния гидродинамического режима и палеогеографии района рудообразования, способствующих задержанию рудного компонента в осадках; 3) эффекта разбавления его приносимым терригенным материалом; 4) перераспределения материала при диагенезе рудного осадка и 5) перегиба рудного пласта с выносом

из него тонкодисперсного материала. Отложение марганца осуществляется в условиях достаточной аэрации бассейна. При этом важным фактором формирования рудных стяжений является органическое вещество, которое усиливает геохимическую подвижность элементов, перевода Mn^{4+} в Mn^{2+} . Образование железо-марганцевых и марганцевых стяжений связано с вертикальной миграцией Mn и Fe из восстановительной зоны в окислительную, т.е. эти стяжения являются типичными диагенетическими образованиями и располагаются в самой верхней части окислительного слоя на границе раздела осадок - ил.

Формирование осадочных месторождений марганца происходит в условиях влажного климата при относительно стабильном тектоническом режиме. Пласты марганцевых руд оказываются выдержанными по простиранию и приурочены к склонам земной коры, не испытывающим сколько-нибудь заметных дислокаций.

Однако все приведенные Н.М.Страховым и Д.Г.Сапожниковым данные не дают ответа на вопрос: почему подавляющая часть промышленных месторождений осадочного происхождения имеет такое локальное развитие в пространстве и времени (олигоцен, южная часть Восточной Европы).

Д.Г.Сапожников, Г.С.Дзюценидзе и др. ставят под сомнение возможность привноса марганца с суши и видят источник металла в гидротермах, поступающих в олигоценовый морской водоем. Накопившийся в виде сульфида или карбоната марганец в дальнейшем глубинными течениями выносился в прибрежную кислородную зону, где и происходило выпадение окислов и карбонатов марганца.

Интересны данные по поведению марганца при процессах метаморфизма. Особенно наглядно изменения в первичных осадочных и вулканогенно-осадочных рудах видны при воздействии на них гранитоидов. В контактовой зоне при повышении температуры, воздействии CO_2 и других агентов в марганцевых формациях происходят фазовые минералогические превращения. Например, пиролюзит переходит вначале в оксидит - $(Mn, Fe)_2O_3$ затем в гаусманит, псиломелан - в голландит - (тетрагональный MnO_2 , часто с Ba) и далее также в гаусманит. Образующаяся в восстановительных условиях метаморфизма закись марганца, благодаря своим ярким выделительным свойствам основой ангидрита, реагируя с кремнеземом, легко дает родонит, при некотором избытке кремнезема - тейррит, при наличии алю-

миния - спессартии. Карбонаты марганца диссоциируют при умеренных температурах и также легко переходят в разнообразные силикаты. Таким образом, при метаморфизме вначале часть Mn^{4+} переходит в Mn^{3+} и Mn^{2+} , а затем целиком в Mn^{2+} . Окись-закись Mn дает начало брауниту и гаусманиту, а при избытке кремнезема и других компонентов, с которыми Mn^{2+} относительно легко реагирует, - силикатам марганца.

Среди марганцевых месторождений большинство геологов выделяют следующие генетические типы:

1. Постмагматические
 1. Метасоматические.
 2. Жильные.
- II. Месторождения выветривания.
 1. Остаточные.
 2. Инфильтрационные.
- III. Осадочные диagenетические
 1. Озерные.
 2. Морские мелководные.
- IV. Вулканогенно-осадочные
 - У. Пелагические океанические.
 - У1. Метаморфизованные.

Наибольшее промышленное значение в СССР имеют морские мелководные осадочные месторождения и прилегающие к вулканическим аппаратам вулканогенно-осадочные. За рубежом большая роль принадлежит метаморфизованным месторождениям и остаточным коры выветривания.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В связи с циркуляцией постмагматических гидротермальных растворов образуются многочисленные рудопроявления марганца и редко мелкие промышленные месторождения. Часто такие скопления минералов марганца связаны с гидротермами, сопровождающими вулканическую деятельность. Геологические условия формирования постмагматических месторождений весьма разнообразны, каждое из месторождений может считаться оригинальным, не имеющим аналогов. Известны метасоматические мес-

торожения, возникающие путем замещения карбонатных пород, туфов, метаморфических сланцев, яшм, кремнистых пород. Такие месторождения и рудопроявления известны на Урале, в Кавказе, на Кавказе. К этому типу относятся месторождения франклин в штате Нью-Джерси (США), Лонгбан в Швеции. В КНДР хильные и метасоматические существенно родохровитовые руды являются важным источником марганца. Некоторые из этих месторождений относят к скарновым, но "типичное скарновое" Сапальское месторождение на Среднем Урале оказалось вулканогенно-осадочным метаморфизованным, так же как и Икат-Гаргинское в Забайкалье. Рудные тела в этих месторождениях имеют неправильные очертания, штокообразную столбообразную или линзовидную форму. Рудные минералы представлены родохритом, гаусманитом, браунитом, пиролюзитом, яacobситом, родохровитом, оустанитом, марганецкальцитом, франклинитом - $(Zn, Mn) Fe_2O_4$. В рудах встречаются магнетит, гематит и сульфиды железа и цинка. Из нерудных минералов присутствуют марганцовистый гранат, диопсид, пьомонтит, тейроит, кальцит, анкерит, хлорит, кварц. Нередко рудные минералы цементируют трещичку мраморов или гранитоидов. Текстуры руд сплошные и вкрапленные.

К метасоматическим гидротермальным можно отнести своеобразные месторождения Кубы, где в провинции Ориенте известны многочисленные уникальные месторождения богатых марганцевых руд, приуроченных к полосе длиной около 200 км. Изучением этих месторождений занимались американские, а в последние годы советские и кубинские геологи (Е.А.Соколова, В.И.Степанов, А.Брито и Д.П.Коутин, 1971).

Месторождения приурочены к вулканогенно-обломочным породам формации Эль Кобре. Состав эффузивов и пирокластов меняется от дацитов до базальтов с преобладанием андезитовых разновидностей. Встречаются прослои и линзы известняков. Мощность формации 4000 м, возраст - поздний мел - начало среднего эоцена. На формации Эль Кобре согласно лежит безруднаяiocеновая формация Сан Луис, сложенная терригенными породами.

Большая часть месторождений сосредоточена в верхней части формации Эль Кобре, насыщенной известняками. Рудные тела приурочены к туфам, часто близ контакта с карбонатными породами, имеют пластообразную форму и залегают согласно с

вмещающими породами. Иногда до четырех таких залежей лежат друг над другом и разделены безрудными туфами, известковистыми туфами и реже известняками. Мощность залежей достигает 12-15 м, выклинивание по простиранию наблюдается резкое и с расщеплением. Подчиненным развитием пользуются линзы, гнезда, трубообразные, жилообразные и брекчиевые тела. Некоторые из них оказываются секущими.

Текстуры руд цементные, почковидные, сферолитовые, сфероидолитовые и дендритовые. Части массивные полосчатые руды, повторяющие текстурный рисунок осадочной породы. Кроме выполнения пор наблюдается замещение тонкозернистой части пирокластических пород и метасоматическое развитие почковидных и дендритовых агрегатов, ориентированных сверху вниз в направлении движения растворов.

Главным минералом богатых руд марганца является тодорокит - $(Mn^{2+}, Ca, Na)Mn^{4+}O_2 \cdot 2-3 H_2O$, который местами замещается пиролюзитом с образованием псевдоморфов. В меньшем количестве наблюдаются браунит, иногда гаусманит, пьмонит, родонит и другие минералы марганца.

Общие запасы руд провинции составляют около 15 млн. т. при содержании в них Mn - 25-48%. За период с 1888 г. до 50-х годов нашего столетия из шести месторождений района добыто 3500 тыс. т. руды.

По поводу генезиса руд Кубы существуют различные предположения, однако эпигенетическое происхождение руд не вызывает сомнения. Советские и кубинские геологи считают, что тодорокитовые рудные тела возникли путем замещения туфов и известняков за счет привноса марганца восходящими термальными растворами.

Значительно чаще встречаются жилы и зоны брекчий, в которых раздробленные кварц или обломки пород, цементируются крупнокристаллическими выделениями пиролюзита, браунита, гаусманита, псиломелана, родохрита, алабадина в ассоциации с баритом, серицитом, иногда турмалином. Содержание марганца достигает 28-37% (Цедисское, Кодманское, Тетрицкароиская группа в Грузии, Алтай). Иногда в тектонических зонах формируются линвообразные тела сложных руд, сложенных гаусманитом и браунитом вместе с окислами железа. В месторождении Найагас (Казakhstan) оруденелая зона прослежена на несколько сот метров и мощность ее достигает 30 м. Содержание Mn в

рудах 30-56% и Fe - 42-54%.

Весьма интересны проявления марганца жильного типа в АРЕ, в пределах 70 км полосы, вытянутой вдоль побережья Красного моря. Здесь в песчано-гравийных с прослоями коралловых известняков отложениях миоцена, реже в гранитах кристаллического фундамента встречаются рудные жилы, приуроченные к крутопадающим сбросам северо-западного простирания. Преобладают твердые кристаллические руды, сложенные пирролитом или рамсдемитом (γMnO_2) с небольшим количеством криptomелана (αMnO_2), псиломелана и гётита. Меньшим распространением пользуются полосчатые колломорфные руды, состоящие из псиломелана, иногда криptomелана и мягкие конкреционные руды с тодорокитом и примесью псиломелана. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, часто черным, и баритом. Содержание MnO_2 в рудах 65,8-78,5%, MnO - 1,9%.

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Образуются при латеритном выветривании содержащих марганец пород или карбонатных и силикатных руд марганца. Легче других разлагаются при выветривании карбонаты марганца, сравнительно легко силикаты (родонит, спессартин, пажонит и другие), содержащие низшие окислы. Наибольшим развитием в коре выветривания пользуются псиломелан, вернадит, рансьеит, асоолан, манганит часто вместе с гидроксидными железами, минералами глин, халцедоном, вторичными карбонатами.

Руды таких месторождений чаще всего рыхлые, сажистые, гусчатые, ноздреватые, мелкокусковатые, но встречаются и плотные, натечные. Содержание марганца, кремнезема и фосфора в таких рудах весьма изменчиво. Бедные фосфором и высокого качества руды образуются при выветривании силикатных метаморфических пород. Окисленные руды всегда более высокого качества, чем первичные, благодаря выносу при выветривании CaO , MgO , SiO_2 и других подвижных компонентов.

Рудные тела имеют плащеобразную форму, невыдержанную мощность, достигающую иногда 30 м, и значительные размеры.

В СССР остаточные месторождения выветривания не имеют самостоятельного значения. Марганцевые шпаты небольшой мощности обнаружены на Казанском и Томском (Эп. Сибирь), Мар-

сатском и Полуночном (Сев.Урал), Примагнитогорских (Ю.Урал) месторождениях, в Восточно-Саянском рудном районе, в Казахстане. Имеются данные, что в Никопольском месторождении значительная часть окисных руд образовалась в прошлом при окислении карбонатных руд. На Чхатурском месторождении выявлено 40 млн.т. окисленных руд, на Караджальском - 5 млн.т. К собственно остаточным относятся мелкие пластообразные залежи железно-марганцевых руд на р.Ю.Буг (Украина), развивающихся на архейских графитовых гнейсах и мраморах. В Джезказган-Карсакупайском рудном районе Ц.Казахстана в коре выветривания терригенно-карбонатных пород девона и ордовика встречаются гнейсы, глубокие карманы, выполненные лимонит-вернадит-псиломелановыми рудами. В Прибайкалье железно-марганцевые коры выветривания сформировались на архейских кремнисто-известковых породах (Озерское и др. месторождения).

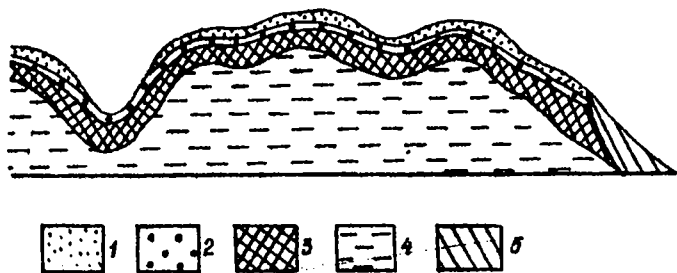


Рис.25. Схематический геологический разрез месторождения марганцевых руд М о а н д а (по Л.Бауду):

1-песчано-глинистые отложения с редкими марганцевыми оолитами; 2-песчано-глинистые отложения с большим количеством оолитов; 3-марганцевые руды; 4-сланцы и песчаники серии франсвилль; 5-дельвий.

За рубежом в месторождениях данного типа сосредоточено более 85% всех разведанных запасов марганцевых руд. Они приурочены к щитам, метаморфические породы которых подвергаются выветриванию в условиях тропического климата (Индия, Гвон, ЛАР, Бразилия). В Бразилии марганцевые месторождения

приурочены к толще итабиритов, среди которых залегают линзы карбонатов и силикатов марганца. В республике Габон (м а с - т о р о ж д е н и е М о а н д а) пирролитовые руды в виде слоя мощностью 3-7 м лежат на черных карбонатных глинистых сланцах докембрия (рис.25). В Индии месторождения формировались в коре выветривания архейских кристаллических сланцев гондитовой серии, содержащие силикаты марганца и линзы вулканогенно-осадочных окисных и карбонатных руд. На ряде месторождений Индии рудные тела плащеобразной формы мощностью до 30 м прослеживаются на 25-10 км по простиранию. Руды очень богатые, содержание фосфора минимальное.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скопления марганца, связанные с движением грунтовых вод, обычно не имеют промышленного значения, но важны для понимания процессов образования осадочных месторождений. Марганцевые минералы инфильтрационного и частично перемещенного типа встречаются среди бхр, нонтронитов и окремнелых серпентинитов коры выветривания, в карстовых образованиях, заполненных аллювием и делювием, в трещинах коры выветривания линейного типа, среди галечниковых, песчаных и песчано-глинистых отложений. Они наблюдаются в виде землистых, сажистых масс, дендритов, конкреций, гнезд, корочек, линз, пластчатых залежей чаще на границе между аллювием и коренными породами. Перенос марганца в грунтовых водах осуществляется в форме бикарбонатов, реже в форме сульфатов, а также в виде волей и металлоорганических соединений. Выпадение окислов и гидроксидов (чаще всего псиломелана) и асболана обусловлено процессами химического и биогенного окисления закисных соединений марганца, а также коагуляцией с кремнеземом, железом, кобальтом и никелем.

Интересным является П о с т м а с б у р г с к о е месторождение в УАР. Здесь крупные залежи окисленных руд образовались в результате выщелачивания рассеянного марганца из пород доломитовой серии (до 4% Мл) при циркуляции подземных вод в зоне тектонических разрывов. Одна из рудных полос протягивается на 61 км при мощности руд-

ных тел, приуроченных к контакту докембрийских доломитов с перекрывающими их сланцами и песчаниками, от 0,9 до 35 м (рис.26). Руда во многих местах в виде яныков проникает в

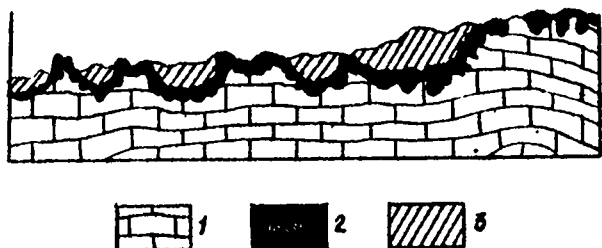


Рис.26. Схематический разрез западного марганцевого пояса Постмасбургского месторождения в ЮАР (из книги Н.А.Выхова, 1963):

1-доломиты; 2-железистая марганцевая руда и марганцевистые сланцы; 3-железистые, глинисто-жемчужные сланцы, кварциты.

доломит. Руды сложены псиломеланом и браунитом, реже манганитом. Содержание Mn колеблется от 30 до 50%, P -0,034-0,06%. Общие запасы оцениваются в 60 млн.т. Некоторые геологи считают эти месторождения остаточными, другие - вулканогенно-осадочными или вулканогенно-гидротермальными, метасоматическими. Наличие браунита и манганита свидетельствует об образовании руд при пониженном парциальном давлении кислорода.

А.А.Максимов к инфильтрационным метаморфизованным отнесит месторождение Джевды в Ц.Казахстане, где пластовые рудные тела приурочены к горизонту девонских конгломератов и аркозовых песчаников, сцементированных псиломеланом и позднее образовавшимся браунитом.

Месторождения Присяянского марганцевого района

В Иркутской области на территории Тулунского, Нижнеудинского и Тайшетского районов в последние годы выявлен ряд новых месторождений марганца, протягивающихся на 200 км в пределах Присяянского краевого прогиба.

Концентрации марганца в этом районе приурочены к прибрежно-морским слабо метаморфизованным карбонатно-терригенным отложениям карагасской свиты верхнего протерозоя. Руды встречаются в нижних и средних горизонтах свиты.

Первичные руды представлены песчаниками с карбонатным цементом и марганцовистыми доломитами. Содержание Mn в карбонатных породах карагасской свиты в среднем равно 0,5%, в некоторых линзах доломитов оно достигает 15%. Первичные руды бедны и не представляют интереса для промышленности.

В районе до глубины 130-170 м интенсивно проявилось химическое выветривание. Промышленные окисленные руды залегают в основании коры выветривания и образуют продуктивный горизонт мощностью 20-30 м. Промышленные концентрации марганца располагаются в этом горизонте неравномерно.

Окисленные руды представлены конкреционными, кусковыми, сажистыми и землистыми скоплениями гидроокислов марганца в смеси с зернами кварца и глинистым веществом. Части корки и стяжения, сложенные тонкозернистыми пиролюзитом и псиломеланом. Широко распространены цементные текстуры. Главными минералами в них являются пиролюзит, псиломелан, вернадит. Содержание (в вес. %) MnO_2 обычно равно 32, MnO -3, Fe_2O_3 7, SiO_2 -46, P_2O_5 -0,4. Кроме марганцовых руд имеются железо-марганцовые и марганцово-железные с содержанием железа до 31%.

Общая оценка запасов: Mn и Fe - Mn руд - 50 млн. т., марганцовистых железных - 25 млн. т. При образовании месторождения существенная роль принадлежала процессам инфильтрации, т.к. часто наблюдается замещение песчаников минералами марганца по трещинам, вдоль тектонических нарушений.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБЕРНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скопления железо-марганцовых конкреций нередко наблюдаются в прибрежной зоне древних и современных пресноводных озер, расположенных в районах развития латеритного типа кор выветривания на серпентинитах и других породах с повышенным содержанием марганца. Руды этих месторождений сложены конкрециями гидроокислов железа и марганца. Известны они в современных озерах Карелии, в Абзевидовском районе Ю.Урала, на Алтае и в Ц.Казахстане (Шайтантас). Пользуются распространением они в Средней Европе, Финляндии, Швеции, Канаде. Однако промышленное значение их весьма невелико. Мощность достаточно выдержанных по простиранию залежей колеблется от нескольких сантиметров до метра, редко больше. Часто это серия линз. Запасы малы. Руды рыхлые, иногда песчанистые (дробовидные, гороховидные).

МЕСТОРОЖДЕНИЕ оз. ПУННАС-ЯРВИ

Расположено в западной части Карельского перешейка. Проточное озеро Пуннас-Ярви имеет площадь в 9 км² и среднюю глубину 7 м. Объем годичного поступления вод составляет около половины объема озера. Вода очень чистая, приливается к дистиллированной, насыщена кислородом (до 10,8 мг/л O₂). ЖВ вод высокие (+550 до +400 мв). Содержание Fe колеблется от следов до 0,1 мг/л, а Mn — от 0 до 0,23 мг/л. Почвенные болотные воды богаты Mn (до 50-120 мг/л).

Руды расположены по периферии озера в песчаных отложениях на глубине 2-4 м. Рудовмещающим осадком являются пески, которые лежат на ленточных глинах и сверху ничем не прикрыты. Мощность рудного слоя составляет 6-10 см. Руды псиломелановые с родохрозитом. Присутствует значительное количество гидрогетита. Руды оолитовые, нередко обовые и пизолитовые. Содержание Mn — 19%, Fe — 17%. Mn выносятся из подзолистых почв в органо-минеральной форме.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОСАДОЧНО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Концентрация марганца происходит в мелководных морских бассейнах платформенных регионов или площадей с довольно слабой тектонической активностью. В зависимости от положения кислородной границы при диагенезе осадков, содержащих гели марганцевых соединений, образуются окислы или карбонаты марганца. Поэтому для осадочных месторождений марганца характерна четкая фаціальная зональность: по мере удаления от берега пиррозит-псиломелановые первично-окисные руды сменяются сначала манганитовыми, а затем карбонатными рудами. Смена окисных руд карбонатными отмечается иногда и в вертикальном разрезе рудного горизонта, что вызвано подъемом уровня моря в процессе отложения руд.

Рудные тела залегают в основании трансгрессивно залегающих свит, нередко на размытой и закарстованной поверхности более древних пород, имеют пластовую форму, значительную протяженность по простиранию и выдержанную сравнительно небольшую мощность. Отношение длины к мощности обычно больше 10 и иногда достигает 100. Рудоносные пласты в основном состоят из различного количества рудных прослоев (до 10) мощностью от нескольких до десятков сантиметров, разделенных прослоями слабооруденелых или безрудных песчано-глинистых или карбонатных пород.

Текстурно-структурный облик руд определяется диагенетическими превращениями в песчано-илистом осадке. В рудном пласте образуются концентрически-слоистые, концентрически-зональные конкреции, пизолиты, оолиты, корково-скорлуповатые агрегаты и желваки.

Окисные руды по сравнению с карбонатными содержат меньше вредных примесей, таких как кальций, фосфор, сера и кремнезем. Карбонатные руды в коре выветривания окисляются и превращаются в псиломелан-вернадитовые, но фосфор в них остается. В отличие от первично-окисных окисленные руды оказываются рыхлыми, пористыми, даже мягкими (вады).

Среди морских осадочно-диагенетических месторождений выделяют: а) месторождения среди терригенных, песчаных и глинистых отложений (кварц-глауколитовая песчано-глинистая

формации) и б) месторождения среди известковых толщ (карбонатные формации). В обоих типах в рудоносных толщах устанавливается присутствие кремнистых пород в виде прослоев, линз, вкрапленников.

Образование типичных осадочно-диагенетических прибрежно-морских месторождений марганца осуществлялось в значительных масштабах только в нижнеолигоценое время на юге Европейской части СССР (Читурское, Никопольское, Больше-Токмакское, Мангышлакское). В значительно меньших масштабах формирование таких месторождений происходило в нижнем кембрии (Усинское, Олдакитское), в палеоцене (восточный склон Сев. Урала).

Южно-Украинский марганценосный бассейн

Простирается вдоль южного склона Украинского кристаллического щита и включает в себя Западно-Никопольскую, Восточ-

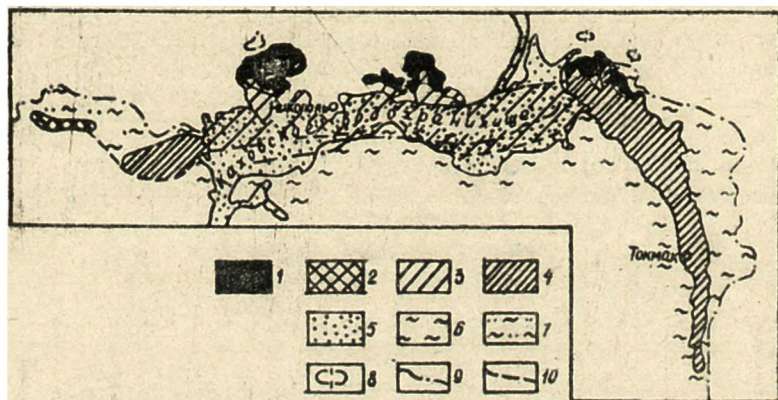


Рис. 27. Схема размещения марганцеворудных площадей в Южно-Украинском бассейне (по В. Грязнову, 1964):

1-4-марганцевые руды: 1-окисные; 2-окисные и карбонатные; 3-площади, на которых карбонатные руды частично или полностью уничтожены эрозией; 4-карбонатные; 5-Каховское водохранилище; 6-олигоценовые глины; 7-олигоценовые песчаные глины; 8-"островки" олигоценовых отложений; 9-северная граница сплошного поля олигоценовых отложений; 10-предполагаемая южная граница накопления карбонатных руд.

но-Никопольскую, Больше-Токмакскую, Криворожскую и другие рудоносные площади (рис.27). В месторождениях бассейна сосредоточено не менее 70% мировых запасов марганцевых руд. Из руд этих месторождений черная металлургия СССР получает более 60% высококачественного марганцевого концентрата.

Рудный пласт залегает в основании олигоценовых песчано-глинистых отложений, которые лежат на размытой поверхности кристаллических пород фундамента или на песчаниках и глинах эоцена. Нередко в основании рудного пласта расположен слой глауконитового песка мощностью до 1,5 м. В кровле пласта находятся глауконитовые глины олигоцена (рис.28). Рудный пласт лежит на глубине от 10 до 100 м под четвертичными и миоценовыми глинами и песками. Мощность пласта, в котором наблюдается перемежаемость руд с песчано-алевритоглинистыми осадками, в среднем равна 2-3,5 м, но на отдельных участ-

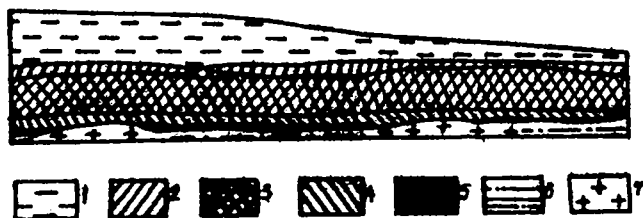


рис.28. Геологический разрез одного из участков Никопольского месторождения (по Д.И.Покровскому с упрощениями):

1-четвертичные отложения; 2-плиоценовые отложения (глина серо-зеленая, известняки); 3-миоценовые отложения (глина серо-белая, черная, песок зеленый); 4-6-олигоценовые отложения: 4-глина зеленая; 5-марганцевая руда; 6-каолин; 7-докембрийские кристаллические породы.

ках достигает 6 м. Рудное вещество составляет до 50% от всего материала пласта. По степени обогащенности марганцем в пласте можно выделить до 6-10 слоев. Руды представлены конкрециями, стяжениями, пизолитами, оолитами, мелкими землистыми частицами, погруженными в глинисто-алевритовый ма-

тернал.

Текстуры руд кусковатые с размером рудных стяжений до 200–300 мм, конкреционные с концентрически-скорлуповатыми стяжениями размером 10–150 мм, пизолитовые и оолитовые с рудными стяжениями диаметром 2–10 мм, землистые и сплошные.

Главными рудными минералами являются манганит, пиролюзит, псиломелан, манганокальцит и кальциевый родохрозит. Выделяются окисные, окисно-карбонатные, карбонатные и окисленные типы руд. Первые пользуются развитием на севере бассейна, к югу они сменяются окисно-карбонатными и на юге (Больше-Токмакское месторождение) преобладают карбонатные руды.

Химический состав руд зависит от условий образования, что отражается на их минералогическом составе (табл.3)

Т а б л и ц а 3

Состав руд	Mn	Fe	P
Полиперманганитовые (псиломелановые)	35,32	1,43	0,03
Пиролюзитовые	47,53	0,92	0,016
Манганитовые	51,16	0,57	0,022
Карбонатные	23,73	1,31	0,090

Основная часть запасов (70%) падает на карбонатные руды, на долю окисных руд приходится всего 25%.

По вопросу об источниках марганца существует несколько точек зрения. А.Г.Ветехтин, Н.М.Страхов и другие первоисточником марганца считают породы Украинского щита. Вывос марганца из коры выветривания метаосадитов происходил в форме металлоорганических соединений совместно с органикой. Осадки накапливались в мелководной части огромного бассейна среди архипелага островов, протянувшегося между крупными континентальными участками на 250 км. Соединения марганца отлагались во впадинах фундамента на фоне резко ослабленной терригенной седиментации. Первичные седиментационно-диагенетические руды имели не только карбонатный и карбонатно-манганитовый состав, отложение марганца могло происходить и в виде гидроксидов и, возможно, полиперманганитов. Окислению подвергались все типы руд, но на сравнительно небольшую глубину.

Д.Г.Сапожников доказывает поступление марганца из сероводородной зоны Майкопского моря, Г.И.Князев, Е.Шевченко и др. допускают возможность привноса в водоем марганца гидротермами из разломных зон Украинского кристаллического массива.

Чиатурское месторождение

Находится в Грузии, в 132 км к востоку от черноморского порта Поти. Приурочено оно к срединному массиву-Грузинской глыбе. В южной части месторождения обнажаются наиболее древние породы района условно триасового возраста, представленные кварцевыми порфирами, туфо- и лавобрекчиями. На них с несогласием местами лежат песчаники и известняки южного возраста, перекрытые толщей глубоководных верхнемеловых пологозалегающих известняков мощностью более 250 м. Поверхность этих известняков размыта, вакарстована и на них лежат неогеновые и мелководные палеогеновые отложения. (рис.29).

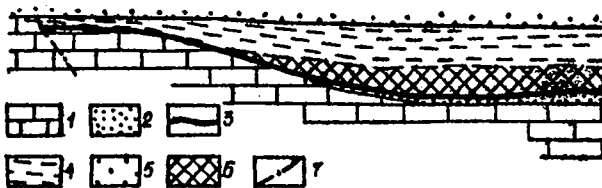


Рис.29. Схема строения олигоценовой толщи Чиатурского месторождения (по А.Г.Бетехтину, 1964):

1-верхнемеловые известняки; 2-подрудные кварцевые пески и песчаники; 3-марганценовый горизонт; 4-сланцеватые спонголитовые породы; 5-чокракские пески; 6-глины; 7-главный сурс.

Южнее месторождения обнажаются граниты Дзиркульского массива докембрийского возраста.

Марганценовый горизонт лежит в основании спонголитовых кремнистых пород олигоцена; отделяясь от меловых извест-

няков прослоем песков, песчаников и конгломератов мощностью от 0,15 до 30 м. Руды перекрыты глинистыми и спонголитовыми песчаниками, песчанистыми глинами, а выше известняками, оолитовыми известняками, мергелями. Общая мощность третичной толщи, залегающей почти горизонтально, местами достигает 150 м. Вся толща осадочных пород прорвана дайками оливиновых базальтов. Месторождение изрезано многочисленными ущельями и оврагами, вскрывающими рудный горизонт. Сохранилось менее половины рудоносного горизонта, который занимает площадь около 35 км².

Мощность рудного горизонта равна 2-6 м и местами достигает 14 м. Этот горизонт представляет собой серию маломощных пропластков руды с прослоями опоковидных песков и глин. Таких прослоев насчитывается от 3 до 18, мощность их меняется от нескольких сантиметров до 30-80 см. Общая мощность рудных прослоев колеблется от 2 до 5 м. В нижней серии прослоев преобладают первично-окисные руды, а в верхней - более бедные окисные и слоистые карбонатные руды. Между ними имеется прослоек глауконитовых и хлоритовых железистых пород мощностью 7 см. Смена фаций хорошо наблюдается и в горизонтальном направлении. Псиломелан-пиродюзитовые руды юго-западных участков к северо-востоку сменяются манганитовыми, а затем родохритовыми и мангано-кальцитовыми рудами. Значительная часть манганитовых и карбонатных руд окислена.

Главную ценность на месторождении представляют вкрапленные оолитовые первичноокисные руды, сложенные оолитами пиродюзита, псиломелана или манганита размером в среднем 2-5 мм, редко до 20 мм, среди рыхлой кремнистой массы. Содержание Mn в твердой сырой руде достигает 35%, SiO₂ 25-55%, P - 0,1%. Значительно реже в виде небольшой мощности прослоев встречаются массивные оолитовые руды, содержащие 45-58% Mn и 3-18% SiO₂. Около 40% балансовых запасов руд месторождения приходится на карбонатные руды. Они имеют белый или серый цвет, оолитовое или реже массивное тонкозернистое строение и образуют прослой мощностью до 50 см, чередующиеся с песчано-кремнистыми, опаловыми и карбонатно-опаловыми породами. Главными минералами в таких рудах являются манганокальцит, кальциевый родохрит, кальцит, опал. Содержание Mn = 10-30%, Fe = 2-4%, P = 0,1-0,3%, SiO₂ = 5-40%, CaO = 10-25%.

В последние годы на месторождении выявлены окисно-карбонатные руды, в которых оолиты сложены манганитом, а цемент

представлен карбонатами марганца.

Запасы месторождения оцениваются в 220 млн. т. первичных руд и 40 млн. т. окисленных.

О генезисе месторождения высказывались различные предположения. А. Г. Бетехтин (1946) доказывал, что источником марганца являются гранитоиды Дажурьского массива. Г. С. Дзюце-нидзе (1965) обосновывает возможность приноса марганца в морской бассейн гидротермами при затухании палеогенового вулканизма. В том и другом случае осадчение марганца имело место в прибрежной зоне мелководного морского бассейна, в широком заливе, переходящим в восточном и северо-восточном направлениях в относительно открытый бассейн. Необходимо подчеркнуть, что за пределами срединного массива осадочные концентрации марганца отсутствуют.

У с и н с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено в Кузнецком Алатау, в 90 км к северо-западу от Новокузнецка.

Рудные тела месторождения являются одним из горизонтов усинской карбонатной свиты нижнего кембрия, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль осевой части Кузнецкого Алатау. Усинская свита без видимого углового несогласия, но с отчетливым перерывом лежит на брекчиях, конгломератах и красноватых песчаниках усть-кундатского горизонта, относимого к алданскому ярусу и отделяющего мраморы усинской свиты от мраморов олашекавырской свиты верхнего протерозоя (рис. 31).

Усинская свита в районе месторождения условно делится на подрудный, рудный и надрудный горизонты. Подрудный горизонт сложен светло-серыми мраморами с пластами и линзами доломитовых, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород с архаецитами. Выше следуют темно-серые битуминозные известняки с прослоями известково-кремнистых сланцев. В рудном горизонте наблюдается перемежаемость марганцовистых известняков, мanganocalцитовых и кальцит-родохрозитовых руд с черными известково-кремнистыми, углистыми и марганцовистыми сланцами. Надрудный горизонт представлен светло-серыми архаецитовыми известняками с прослоями доломитовых известняков.

За пределами месторождения подрудный и надрудный горизонты объединяются в однообразную, но латерально невидержан-

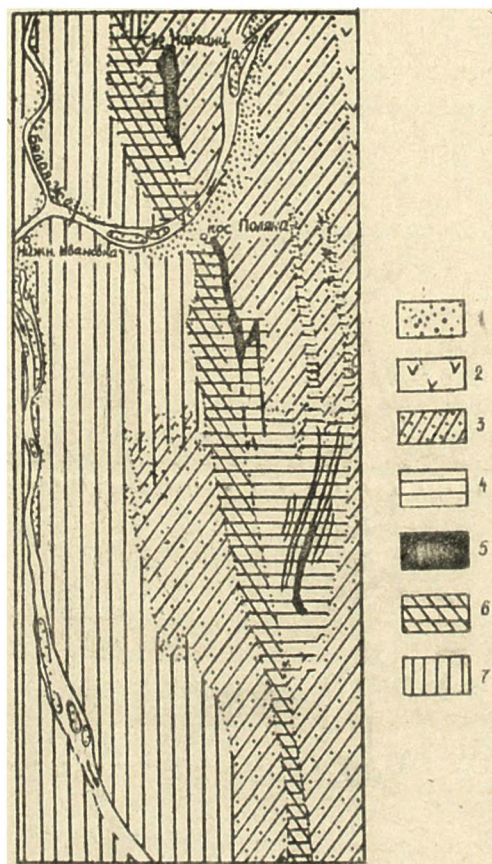


Рис.30. Схематическая геологическая карта Усинского района (по В.М.Курше и И.М.Варенцову):

1-аллювий; 2-лиловые и зеленовато-серые туфогенные песчаники, сланцы и конгломераты; 3-светло-серые известняки; 4-известковисто-кремнистые марганцовистые сланцы; 5-марганцово-рудные залежи; 6-темно-серые кремнистые известняки; 7-доломиты и доломитизированные известняки.

ную толщу карбонатных пород. Породы этих горизонтов содержат марганца меньше кларкового (0,01-0,05%).

Месторождение представляет собой три разобщенные крутопадающие пластовые залежи, вытянутые на 4,6 км. Рудная залежь Северного участка мощностью 140 м, местами до 215 м, сложена родохрозитовыми (Mn 30%), мангано-кальцит-родохрозитовыми (Mn=24-30%), родохрозит-мангано-кальцитовыми (Mn=20-24%), манганокальцитовыми (Mn =10-20%) рудами, переслаиваемыми друг с другом и марганцовистыми известняками (Mn=5-10%). Центральная залежь имеет мощность до 170 м и в ней наблюдается чередование карбонатных руд с преобладающими марганцовистыми известняками и черными сланцами. Южная залежь представляет собой серию ферриродохрозитовых и манганокальцитовых линз, перемежающихся с марганцовистыми известняками и черными кремнисто-серпичитовыми сланцами.

Карбонатные руды местами превращены в пирролит-вернадит-псиломелановые. Марганцовая шляпа имеет клиновидную форму на Северном участке и плащеобразную на остальных. Глубина окисления составляет 25-50 м и достигает близ р.Усь 125 м. Запасы окисленных руд оцениваются в 5,5 млн.т., первичных - в 90 млн.т.

Кальциево-родохрозитовые и ферриродохрозитовые руды содержат MnO до 38%, FeO - 5,63%, P₂O₅ до 0,3% и В до 4%. Это почти черные, темно-серые тонкослоистые породы с полуравновистым изломом. Микрослоистость обусловлена чередованием тончайших (0,1-1 мм) прослоев карбонатов марганца и железомарганцового гидросиликата (манганстильпноелан). Карбонаты марганца представлены микросферолитами и микроолитами диаметром 0,04-0,1 мм, которые цементируются микрозернистым марганцовым карбонатом вместе с тонкораспыленным углистым веществом и сульфидами (пирротин, пирит, марказит и др.).

Манганокальцитовые руды образуют пласты до 30 м мощности. Они темно-серые, черные, тонкослоистые, нередко брекчиевидные, тонко пигментированы углистым веществом и содержат вкрапленность пирита и реже пирротина. Под микроскопом выявляются сфероидальные стяжения или тонкая зернистость. Представляет интерес факт замещения марганцовым карбонатом остатков водорослей, археоциат и спикулей губок.

Руды подверглись региональному метаморфизму зелено-сланцевой фации. В них встречаются хилит, бустачит, родонит и

брунита мощностью 1-2 см. Можно отметить, что чем выше в карбонатных породах содержание марганца, тем слабее они перекристаллизованы. Известняки нередко превращены в крупнокристаллические мраморы.

Многие геологи, в том числе и Н.М.Страхов, относят это месторождение к вулканогенно-осадочным. А.А.Ходак (1966) и другие считают, что образование месторождения происходило в условиях морского геосинклинального режима. Нижнекембрийский бассейн представлял собой здесь лагуну с цепочками островов и межрифовыми впадинами. В этих впадинах имело место сероводородное заражение и в них вместе с битуминозными известняковыми осадками осаждались карбонаты марганца. Марганец поступал с запада, где пользуются развитием более древние основные мигматические породы. И.М.Варенцов (1961) источник марганца предполагает на юго-западе.

Подобные Усинскому месторождения известны в Присянье и Прибайкалье.

О л д а к и т с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Находится на территории Бурятской АССР и СВ части Верхне-Ангарского хребта и приурочено к одному из грабенов Северо-Байкальского нагорья.

Марганцовые руды залегают в толще переслаивающихся терригенных и карбонатных пород нижнего кембрия. Оруденение развито по всему разрезу свиты, но главные рудные тела тяготеют к алевролитам. Выделяется четыре рудных горизонта, разделенных пластами безрудных песчано-алеврито-глинистых и карбонатных пород. Мощность одного из рудных горизонтов достигает 70 м, прослежен он с поверхности на 250 м. В этом горизонте имеется 7 пластов руд с содержанием Mn более 20% мощностью 2-6 м. Второй горизонт имеет мощность 20-41 м и прослежен на 3 км, но содержание Mn в нем в среднем равно 9%. Руды слоистые, сланцеватые, структура их микросферолитовая, аллотриоморфноверная. Руды сложены манганокальцитом, родохрозитом, встречаются псиломелан, манганит и силикаты Mn . Содержание P очень низкое (в среднем 0,04%), кремнезема мало, железа до 18% (среднее - 6%).

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В этом классе объединяются чрезвычайно сложные в генетическом отношении месторождения, при образовании которых марганец поступал из глубин Земли в морские бассейны в заключительные этапы вулканической деятельности, а осаждение соединений марганца происходило седиментационным путем. В дальнейшем сформировавшиеся осадки подвергались диагенезу и в ряде случаев метаморфизму. Впервые этот класс месторождений марганца был выделен в СССР Н.П.Херасковым (1951) и Н.С.Шатским (1954). Много сделано для понимания процесса формирования таких месторождений Д.Г.Сапожниковым (1961), Н.М.Страховым (1963), Г.С.Дзоценидзе (1963), Э.А.Соколовой (1963) и другими геологами. За рубежом образование марганцевых месторождений в связи с подводным вулканизмом доказывали Н.Талиферио и Ф.Гудсон (1943) и Костов (1946), Ч.Паук (1946) и другие.

Имеется несколько классификаций вулканогенно-осадочных месторождений марганца. Так, например, Н.М.Страхов выделяет: а) олижие вулканогенно-осадочные месторождения и б) пелагические океанические терригенно-вулканогенные. Н.П.Херасков и Н.С.Шатский различают марганцесные вулканогенно-осадочные формации: а) зеленочаменного ряда, связанные с вулканизмом спилитово-кератоцирового состава и б) порфирного ряда, ассоциирующие с вулканизмом трахитолипаритового состава. Д.Г.Сапожников и другие все вулканогенно-осадочные месторождения марганца разделяют на: а) прилегающие к источнику металла и б) удаленные от источника металла.

Древние вулканогенно-осадочные месторождения современных континентов формировались в начальные и ранние этапы развития геосинклиналей (спилито-кератоцировый ряд) или после завершающей складчатости при стабилизации тектонического режима, когда интенсивность тектонических движений резко ослабевала (трахито-липаритовый ряд). Первые из них формируются в эвгеосинклиналях, а вторые — в основном в миогеосинклиналях. Все месторождения данного типа приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и располагаются не в основании разреза, а в верхних его частях или в середине, но выше парагенетически связанных с рудами афлуивов. Характерным признаком вулканогенно-осадочных месторождений марганца является наличие кремнистых пород, причем, как установил А.Д.Пет-

ровский (1973), характер их меняется по мере удаления от места высачивания растворов на дно моря. В относительно близко расположенных к вулканическим аппаратам месторождениях количество "чистых" кремнистых накоплений невелико и они имеют существенно кварцевый состав (кремнистые туфцаты, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые травертины и др.). По мере удаления формируются мощные пласты существенно полнокристаллических кварцевых, иногда с криптокристаллическим халцедоном, местной окраски кремнистых пород (различные яшмы). Наконец, в значительном удалении от вулканических аппаратов самостоятельные кремнистые накопления редко образуют мощные пачки, обычно это прослои в несколько сантиметров мощности, серые, черные, с неполнокристаллической организованной структурой, сложенные опалом и кристобалитом или халцедоном.

Необходимо подчеркнуть, что в вулканогенно-осадочных месторождениях марганца рудные тела чаще всего имеют линзовидную форму с постепенным выклиниванием по простиранию и падению без резких изменений в составе, в то время как в вертикальном разрезе состав отдельных прослоев может резко меняться, рудные прослои чередуются с пачками и прослойками безрудных осадочных, чаще кремнистых пород. В месторождениях нередко наблюдается 2-3 рудных горизонта марганцовых или железо-марганцовых и даже железных руд. Мощность рудных горизонтов, в отличие от типичных осадочных месторождений, может достигать 10 м (Урал) и даже 15 м (Казахстан), хотя наиболее распространены тела мощностью 2-4 м.

Большой частью месторождения эвгеосинклиналей приурочены к толщам лавовых и пирокластических пород, переслаивающихся с осадочными породами. Такие толщи имеют весьма сложное внутреннее строение, близ рудных тел можно наблюдать переслаивание глинистых и кремнистых пород. В значительном удалении от вулканических аппаратов вулканогенные породы могут отсутствовать и руды будут залегать в карбонатных, песчано-карбонатных, глинистых, кремнисто-глинистых породах. Однако внимательное исследование обнаруживает в них в том или ином количестве пепловый материал.

Текстуры руд таких месторождений близки к осадочным, но однородность менее правильная, отсутствует ритмичность в чередовании слоев, они менее выдержаны по простиранию, быстро выклиниваются. Типичные оолиты не характерны, их замещают

конкреции, сферолиты, руды часто становятся кристаллическими.

Минералогический состав руд вулканогенно-осадочных месторождений своеобразен и обусловлен наличием неустойчивой кислородной обстановки и относительно быстрым осаждением гелем. Наиболее типичны браунит, гаусманит, кристаллический пиролюзит, родохрозит, марганецкоксид, иногда силикаты марганца. Сопровождающими минералами часто являются гематит, иногда силикаты и карбонаты железа, сульфиды.

Своеобразны руды вулканогенно-осадочных месторождений и в химическом отношении. В них марганец тесно связан с кремнеземом и железом. При этом марганцовый модуль меняется в широких пределах не только в месторождении, но и в отдельных рудных телах. Элементов-примесей в рудах чаще всего немного и содержание их весьма непостоянно. В ряде случаев устанавливается заметное количество Cu , Ni , Co , Pb , As , Zn , Sn , Ba и других типично ювенильных элементов.

Вулканогенно-осадочные концентрации марганца весьма многочисленны, но редко дают промышленные месторождения. В спилито-кератоцифровых формациях содержатся весьма значительные абсолютные количества марганца, но с ними связаны незначительные по запасам рудные концентрации. В формациях порфирового ряда абсолютное содержание марганца меньше, но рудных скоплений больше.

Наиболее интенсивно накопление марганца в вулканогенно-осадочных формациях происходило в докембрии (щиты) и менее в девоне и карбоне (Урал, Казахстан). Значительным распространением они пользуются в Средиземноморской геосинклинали альпийского возраста. Докембрийские месторождения рассматриваются как метаморфогенные, а палеокавказские как слабо метаморфизованные. В СССР вулканогенно-осадочные месторождения пользуются распространением на Урале, в Казахстане, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке.

К а р а д ж а л ь с к о е р у д н о е п о л е

В Атаусуйском районе Ц. Казахстана, в 300 км к югу от г. Караганды, имеется ряд сравнительно крупных железо-марганцевых месторождений (Восточный и Западный Караджал, Джумарт, Камыс, Ушкатын III), составляющих Караджальское рудное поле. Расположены они на крыльях Джавильминской синклинали, где

вулканогенно-осадочные породы атасуйской формации чаменского и турнейского ярусов трансгрессивно залегают на вулканогенных толщах среднего и отчасти нижнего девона. Атасуйская формация сменяется сероцветными отложениями визейского возраста. Месторождение приурочено к самым верхним горизонтам чаменского яруса, сложенным преимущественно известняками, менее известковистыми песчаниками, алевролитами, туфами, эффузивами спилитового типа, яшмами, глинисто-кремнисто-карбонатными породами. Надрудный турнейский горизонт сложен окварцованными известняками с прослоями аргиллитов, содержащих вулканический пепел.

Рудные залежи протягиваются на 18 км и представлены пластообразными телами, сильно удлинёнными линзами, залегающими согласно с вмещающими породами и располагающимися кулисообразно или цепочкой. Длина отдельных рудных тел колеблется от нескольких сот метров до нескольких километров (до 6 км, Зап. Караджал) при мощности от нескольких десятков сантиметров до 2-3 м, а в раздувах до 7-10 м. На месторождении Зап.Караджал имеется рудное тело, в центральной части которого мощность превышает 50 м. К периферии мощность постепенно уменьшается до полного выклинивания, иногда путем расщепления на маломощные прослои. Внутреннее строение рудных залежей сложное. Обычно выделяется несколько горизонтов разного состава: марганцовых, гематитовых и магнетитовых руд. Имеются горизонты железо-марганцовых руд и марганокальцитовых руд, прослои и линзы кремнисто-карбонатных пород, яшм (рис.32).

На месторождении Вост.Караджал нижний пласт мощностью 1,5-2 м сложен марганцовыми рудами, средний ($M = 2-2,5$ м) - железными рудами и верхний ($M = 1$ м) - опять марганцовыми рудами. Зональность наблюдается и по падению крупных рудных залежек. Руды кристаллические, мелкозернистые, тонкослоистые, полосчатые. Главными минералами первичных марганцовых руд являются браунит, гаусманит, якосит, менее марганокальцит, родохрозит, марганосидерит. В железо-марганцовых пластах к ним прибавляются гематит, магнетит, сидерит, железистые хлориты. В тесной ассоциации с нерудными минералами находятся кварц, халцедон, кальцит, углеродное вещество. Изредка наблюдаются пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и блеклые руды. В зоне окисления, проникающей до глу-

ины 60-100 м, развиваются псиломелан и пиролюзит.

Содержание марганца в марганцевых рудах 15-45% (среднее 25%) при содержании железа на Зап.Караджале - 6,04%, а

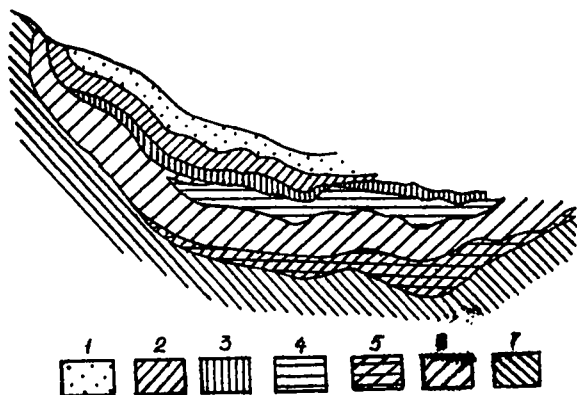


Рис.31. Схема фациальной зональности рудного горизонта Западного Караджала (по Н.В.Дюгаеву):

1-тонкослоистые алевритовые породы; 2-железистые красноцветные известняки; 3-яшмы; 4-хлорито-сидерито-магнетитовые руды; 5-гематитовые руды; 6-окисные марганцевые руды; 7-железисто-марганцевистые карбонатные породы.

на Вост.Караджале - 4,6%. В ряде случаев содержание железа достигает 20%, а содержание кремнезема обычно составляет 5-10%. Железные руды постоянно содержат примесь марганца в количестве до 5-10%. Содержание фосфора невысокое.

Общие запасы марганцевых руд по Атасуйскому району оцениваются в 150-175 млн.т., железо-марганцевых руд - в 250-275 млн.т. и железных руд - в 700-800 млн.т. (Кавун, 1967). В.А.Соколова образование этих месторождений связывает с вулканитами основного состава, а И.М.Заренцов относит к месторождениям порфирного ряда. Геологи Казахстана относят эти месторождения к метаморфизованным осадочным и отрицают влияние эффузивных процессов на их образование. Образование месторождения связано с поступлением по зонам разлома в не-

глубокое море ювенильных рудных растворов. Это по-существу гидротермально-осадочные месторождения.

М е с т о р о ж д е н и я П р и м а г н и т о г о р - с к о й г р у п п ы

На восточном склоне Ю.Урала в пределах распространения спилито-кераатофиро-кремнистой формации выявлены многочисленные сравнительно мелкие месторождения марганца. Здесь имеется несколько марганценосных горизонтов, приуроченных к кремнистым породам.

Рудные тела пласто- и линзообразной формы, длина их достигает 500 м и более (Кусимовское месторождение), а мощность колеблется от нескольких сантиметров до 4-5 м. Руды слоистые, имеет место чередование браунитовых полосок ($Mn = 1-3 \text{ см}$) с кремнистыми яшмовидными слоями (2-5 см).

В большей части месторождений распространением пользуются силикатные руды (родонит, бустамит и др.), часто встречаются браунитовые, гаусманит-браунитовые руды (Кусимовское, Чаизулинское и др.) и лишь изредка карбонатные. С поверхности руды окислены. Химический состав браунитовых и псиломелан-браунитовых руд отличается непостоянством ($Mn = 31-45\%$, $SiO_2 = 11-45\%$, $Fe_2O_3 = 1,5-7,5\%$).

Богатые руды верхних горизонтов были в основном утрачены в годы Великой Отечественной войны. Вместе с бедными силикатными рудами запасы месторождений группы составляют около 3 млн. т.

Д у р н о в с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено в северо-восточной зоне Салаирского края, на ЮЗ крыле антиклинали, сложенной осадочными и вулканогенно-осадочными породами нижнего-среднего кембрия.

В подрудном горизонте преобладают мелкокристаллические известняки. Ближе к рудам в них появляются маломощные яшмовидные, кремнистые и кремнисто-известняковые прослои. Рудоносный горизонт без видимого несогласия перекрывается толщей известняков, перемежающихся с кислыми туфами, туфо-песчаниками, туфосланцами и туфоизвестняками. Пирокласты

гематитизированы.

Рудный горизонт (рис.32) представлен пластами железистых и марганцевистых яшм, переслаивающихся с пластовыми и линзовидными залежами браунитовых руд и эффузивными кварцевыми

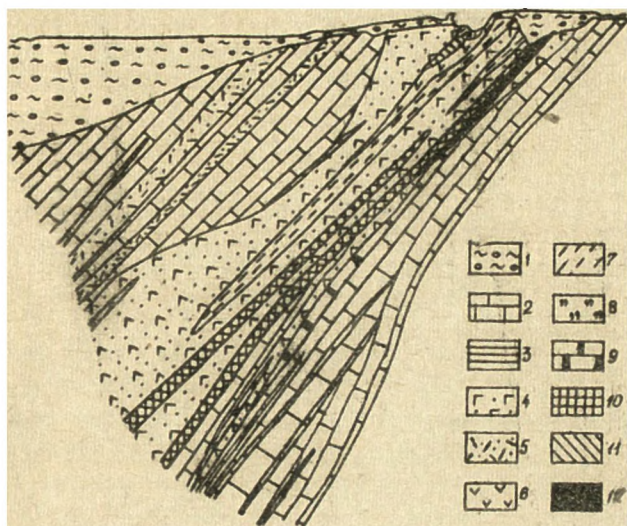


Рис.32. Геологический разрез Дурновского месторождения (по А.Сулову, 1964):

1-глины и галечники; 2-известняки; 3-серицитовые сланцы; 4-кварцевые порфиры; 5-туфы и туффиты; 6-диабазы; 7-яшмы; 8-кварцевые жилы; 9-углеродистые руды; 10-браунитовые руды; 11-гематитовые руды; 12-псиломелановые руды.

порфирами (ленский ярус), превращенными часто в порфиroidы. В рудном горизонте выделяется 9 браунитовых тел, которые то остро выклиниваются, то прослеживаются по простиранию на 130-200 м при средней мощности около 4 м. Мощность всего рудного горизонта 40-50 м, длина около 300 м. Обособленно располагаются мелкие линзы гематитовых руд. С поверхности некоторые рудные залежи окислены и имеют псиломелановый состав.

В браунитовых рудах содержание (в вес. %) Mn колеблет-

ся от 6,5 до 26,5%, Fe - от 2,2 до 13,3, SiO_2 - от 15,5 до 49,6 и P - от 0,01 до 0,11. Из элементов-примесей присутствуют Pb, Zn, Cu, As, Ba, Ag, Sb и др. Запасы около 1 млн. т. руд с содержанием 9-19% Mn.

В пределах Северо-Байкальского нагорья есть ряд месторождений, в которых кроме карбонатов главным рудообразующим минералом является манганит и пиролюзит. Это Талойская группа железно-марганцовых месторождений и Икатское марганцовое месторождение докембрия.

И р - Н и м и й с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Расположено на северо-восточной окраине Монголо-Охотской складчатой области, в Удско-Шатанарском рудном районе Приохотья.

Нижекембрийские вулканогенно-осадочные отложения протягиваются более чем на 100 км. Марганцовые руды приурочены к кремнистым отложениям, переслаивающимся с эффузивами основного состава, их туфами, реже известняками, песчаниками и алевроитами. Рудные тела имеют пластообразную форму и согласное залегание, в длину они прослеживаются на сотни метров при мощности до 5-10 м. Руды нередко переслаиваются с безрудными яшмовыми пряслоями. Текстуры руд массивные и линзовидно-слоистые.

Главный рудный минерал - браунит, реже встречаются обособленные родохрит и манганокальцит. Содержание Mn достигает 55% в окисных и 46% в карбонатных рудах, Fe меньше 2%, а P - всего 0,06%.

Запасы руд района оцениваются в 100 млн. т.

ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На глубинах 4-6 км современных океанов, особенно Тихого, еще в 1873-76 г.г. экспедицией "Челенджера" были встречены конкреции, хелваки, плиты и корки, сложенные минералами марганца и железа. На некоторых площадях концентрация конкреций достигает 80-90%. Они неравномерно лежат на глубоководной красной глине или радиоляриевом иле, реже на кар-

бонатном иле. Скопления конкреций характерны для верхних 30 см ила, хотя изредка они наблюдаются и на большей глубине. В этом случае имеется несколько рудных горизонтов по 10-40 см, образующих слой до 7-8 м мощности. Железо-марганцевые корки покрывают обломки пород и органические остатки, плиты туфогенного материала. Ядрами конкреций служат обломки афузивов, туфогенных пород, вулканических стекол, зубы акул. Имеются многоядерные конкреции. Оболочки конкреций имеют концентрически-полосчатое или концентрически-слоистое строение: чередование светлых глинистых, туфогенно-глинистых прослоев с темными рудными прослоями, состоящими из гидроокислов железа и марганца. Формы конкреций сферические, эллипсоидальные, лепешковидные, желвакообразные. Наиболее часты конкреции диаметром 3-7 см, иногда встречаются конкреции диаметром до 25 см и больше. Свежие конкреции легко режутся ножом, но при высыхании становятся хрупкими. Главные минералы - вернадит, тодорокит, псиломедан и гидрогетит, в меньшем количестве встречаются гидрогематит, манганит, криптомелан, вудрафит, из нерудных распространены монтмориллонит, менее контонит и филлипсит. Содержание марганца в конкрециях Тихого океана колеблется от 21 до 42%, Fe - от 12 до 22%. Руды содержат в заметных количествах Co, Ni, Cu, Mo, V.

Запасы рудных желваков на дне Тихого океана оцениваются в 17×10^{11} т. Общая площадь со значительным содержанием конкреций равна 36 млн. км² при средней концентрации в 9,1 кг/м². Запасы Mn = $7,1 \times 10^{10}$ т, Ni = $2,3 \times 10^9$ т, Co = $1,1 \times 10^9$ т. Отношение Mn : Fe в основных рудных запасах больше 3 и в среднем равно 2.

Накопление рудных элементов в осадках океанов обусловлено привнесением материала: а) речным стоком, б) термальными водами при извержении подводных вулканов и в) при подводном выветривании различных минеральных образований. По данным изучения радиоизотопов из конкреций Тихого океана влияние континентального сноса и диагенетических выделений морских илов полностью исключается.

Формирование этих конкреций происходило с начала третичного периода. В некоторых участках Тихого океана горизонт конкреций перекрыт базальтами. При этом, по данным П.Ф. Андрущенко, руды приобретают полосчатость, в них появляются гематит и гематин. Очень своеобразными являются

руды, выявленные в бассейнах, приуроченных к рифтовым зонам. Так, например, во впадинах Красного моря накапливается слой ила мощностью до 20 м, содержащий 50% воды и солей. После отмывки солей в остатке оказывается до 25% Mn, до 45% Fe, до 10% Zn, до 3% Cu, 300 г/т Ag, 5 г/т Au. Возраст осадков в подошве всего 10 тыс. лет. Запасы оцениваются в 53 млн. тонн.

МЕТАМОРФОВЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При контактовом и региональном метаморфизме осадочных и вулканогенно-осадочных окисных или карбонатных руд марганца происходят нередко значительные изменения их минералогического состава и качество их нередко снижается. Так, например, в зоне контакта марганценосных карбонатных пород и руд с интрузивами на Левобережном участке Икат-Гаргинского месторождения (Забайкалье) образуются кварц-родонит-бустамитовые парагенезисы. Близ гранитоидов карбонатные руды целиком переходят в силикатные. Другим примером может служить Биджанское месторождение на Дальнем Востоке, где около интрузива наблюдается следующее чередование парагенезисов минералов: 1) тонковершинистые олигонит-родохровитовые руды, эпидот-поцезитовые породы с браунитом; 2) зоны граната и биотита с браунитом и гематитом; 3) зоны родонита с хлорит-гранат-браунитовыми, магнетит-браунитовыми, бустамит-родонитовыми, родонитовыми и биотит-тремолитовыми породами; 4) зона тефрита с родонитом, бустамит-родонитом, биотит-эпидотовых и магнетит-браунитовых пород. Подобные изменения железо-марганцевых или марганцевых, чаще вулканогенно-осадочных скоплений, наблюдаются часто в районах Восточной Сибири и Дальнего Востока, где первичные руды имеют протерозойский или раннепалеозойский возраст.

При региональном метаморфизме первичных вулканогенно-осадочных концентраций образуются месторождения браунитовой формации и марганцевосиликатной формации. В той или иной степени метаморфизованными оказываются руды всех вулканогенно-осадочных формаций. Изменения в этих рудах выделены прежде всего в перекристаллизациях. В древних месторождениях та-

кие руды приобретают некоторые черты сходства с железными рудами джеспилитовой формации, но отличаются от последних менее интенсивным метаморфизмом, менее выдержанной ритмичностью осадков, более слабым проявлением метасоматоза и т.п. Примерами месторождений браунитовой формации, характеризующихся умеренным метаморфизмом, могут служить месторождения Малого Хингана, Бразилии, ЮАР, Индии.

М е с т о р о ж д е н и я М а л о г о Х и н г а н а

В южной части Малого Хингана имеется полоса осадочно-метаморфических пород верхнепротерозойского возраста, к которой приурочен ряд месторождений марганцовых и железо-марганцовых руд. Они находятся в зоне шириной 6-8 км, вытянутой в меридиональном направлении на 60 км.

Рудный горизонт мощностью 30-35 м, сложен тонкослоистыми кремнистыми породами разной окраски. Рудоносные кремнисто-глинистые прослои имеют черный, коричневатый или розовый цвет, а нерудные - сургучно-красные, зеленовато-серые, шоколадные. Мощность прослоев чаще всего равна 1 см и колеблется от 0,1 до 10 см. В основании главного марганцеворудного пласта залегает метровый слой кремнисто-родохрозитовой породы. Висячем боку местами лежит слой браунито-гематитовых руд. Гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые яшмовидные руды с халцедоном и мелкозернистым кварцем на некоторых участках отделены от марганцовых.

Выделяются следующие типы руд: а) гаусманито-браунитовые и браунито-гематитовые (половина запасов); б) гаусманито-родохрозитовые (40% запасов); в) кремнисто-родохрозитовые; г) пиролюзит-псиломелановые (до глубины 5-10 м). Браунитовые руды залегают в виде пласта мощностью 1-8 м и прослеживаются на 300-2400 м. Близ гранитоидов в рудах появляются силикаты марганца.

Содержание Mn в окисных рудах достигает 35% при высоком содержании кремнезема (20-35%) и железа (7-16%). Содержание P в среднем составляет 0,06%.

Разведанные запасы оцениваются в 10 млн.т.

Месторождения Индии

Месторождения Малого Хингана аналогичны месторождениям нижнего и среднего протерозоя района Панчмахал и Барода в Индии, где вмещающими оказываются терригенные породы, а руды сложены браунитом и голландитом. Однако в Индии, в штатах Андхра-Прадеш, Махараштра более значительным распространением пользуются метаморфизованные месторождения марганцево-силикатной формации. Они приурочены исключительно к отложениям архейского возраста. Среди содержащих силикаты марганца пород различают гондиты и кодуриты. Гондиты ассоциируют с метаморфизованными терригенными породами и состоят из спессартина, кварца, родонита и других силикатов. Кодуриты сложены калиевым полевым шпатом, спессартином, апатитом, пьезонтитом, родонитом. Те и другие образуют пластобластные залежи, пакки, крупные линзы, согласные с вмещающими породами. Длина их достигает 3-6 км и более при мощности от 3-5 до 30-60 м и более. Гондиты имеют четко выраженную слоистую текстуру, в них встречаются пласты и линзы браунитовых руд небольших размеров. Породы метаморфизованы до альмандин-амфиболитовой и пироксенроговиковой фаций.

Содержание Mn в гондитовых породах равно 10-13%, иногда до 21%. В коре выветривания за счет них образуются руды с содержанием Mn до 30-52%, иногда до 70% при содержании P = 0,08-0,17% и Fe = 4-10%.

Литература

- А в а л и а н и Г.А. Марганец.- Оценка месторождений при поисках и разведке. Вып.14, Госгеолтехнадат, 1963.
- Б а х и н Ю.М., Д а р и х а м о в А.Д. Марганценосные нижнепалеозойские отложения Северо-Байкальского нагорья.- В сб.: Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР . Улан-Уде, 1970.
- Б е т е х т и н А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Б ы х о в е р Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехнадат, 1963.
- В а р е н ц о в И.М., Р а х м а н о в В.П. Месторождения марганца.- В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.1. "Недра", 1974.
- В е р н а д с к и й В.И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. - В кн.: Избранные сочинения. Т.1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Г а в р и л о в А.А. Экстазиционно-осадочное рудонакопление марганца. М., "Недра", 1972.
- Г е о х и м и я осадочных месторождений марганца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Г о л м к о в А.С. Марганец.- В кн.: Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Л., "Недра", 1975.
- М а р г а н ц о в ы е месторождения СССР. М., "Наука", 1967.
- М о р а л е в В.М., П е р ф и л ь е в Ю.С. Типы метаморфизованных марганцевых месторождений Индии.- В сб.: Полезн. ископ. и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии . М., 1970.
- Н и х о п о л ь с к и й марганцеворудный бассейн. М., "Недра", 1974.
- Р а х м а н о в В.П. Марганцевые руды.- В сб.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископ. в СССР. М., "Наука", 1967.
- Р а х м а н о в В.П., Х а р л о в а Е.М. Сапальское месторождение.- В сб.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых . М., "Недра", 1973.
- Р о й С. Генетические исследования докембрийских марганцевых формаций Индии.- В сб.: Геолог. и генезис докемб-

рмиских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, "Наук. думка", 1972.

Сапожников Д.Г. Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали, "Геол. рудн. месторождений", №1, 1967.

Сапожников Д.Г. Типы марганцевых месторождений СССР.-В сб.: Состояние и задачи советской литологии, Т.2. М., "Наука", 1970.

Соколов Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коути Д.П. Текстуры и структуры стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль Коуре (Куба), "Геол. рудн. месторождений", 1971, №1.

Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.-В сб.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т.2, М., "Наука", 1968.

Страхов Н.М. Проблемы осадочного марганцеворудного процесса, М., "Наука", 1968.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Б., Калининко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., "Наука", 1968.

Суслов А.Т. Марганец.-В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1964.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып.24. Марганец. Авторы Л.В.Зверев, Г.И.Конторович. Госгеолтехиздат, 1960.

Ходак Ю.А., Рахманов З.П., Ерошев-Шах В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1966.

Чеботарева М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд. "Сов. геол.", 1958, №9.

Чернышев Г.Б. Оценка месторождений марганцевых руд при поисках и разведках.-В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., "Наука", 1967.

ТИТАН

Титан по праву называют металлом будущего, хотя и в настоящее время он находит себе широкое применение в новых отраслях промышленности, главным образом при изготовлении реактивных двигателей, корпусов сверхзвуковых самолетов и ракет.

Титан оказывается ценным конструкционным металлом, сочетающим в себе легкость с прочностью легированной стали. Удельный вес чистого титана - 4,5 (железа около 8), температура плавления - 1660°C , он не теряет прочности при нагревании до 650°C , твердость более 200 кг/мм^2 , с кислородом, водой, кислотами, щелочами и солями реагирует с большим трудом. Это "вечный" металл, не поддающийся коррозии. Кроме военной промышленности и ракетостроения, титан и его соединения используются в судостроении, для изготовления деталей установок, где развиваются громадные центробежные силы (турбины и т.д.), в машинах для получения сверхнизких температур, в химической и лакокрасочной промышленности, ядерной энергетике и даже в медицине. Метатитанат бария является сверхизолятором, в сотни и тысячи раз более надежным, чем мусковит, стекло, фарфор. Крошечные способности титановых белки в два раза выше свинцовых, они не ядовиты и не темнеют даже от сероводорода. Невозможно перечислить все отрасли, где титан находит или может найти применение. Потребности в титане превышают его производство, что связано с большими трудностями его получения: в расплавленном состоянии он очень химически активен, реагирует со всеми огнеупорами, жадно поглощает различные газы. Поэтому получение и обработка титана ведется в вакууме или под защитой инертных газов. Вначале получают губчатый титан, который дважды очищают в вакуумных электропечах. Первые тонны чистого титана были получены только в 1947 г. в США.

Главными минералами, содержащими титановые руды, являются:

Ильменит - FeTiO_3 (31,6% Ti);

Рутил - TiO_2 (60% Ti);

Анастав - TiO_2 (60% Ti);

Лейкоксен TiO_2 (смесь рутила, анастава или брукита, окислов и гидроксидов Fe, Ca, Mn, Al и др., около 22% Ti).

Перовскит - CaTiO_3 (35,3% Ti).

Лопарит - $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ba}) (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Nb}) \text{O}_3$ (39,2% TiO_2).

В том или ином количестве в рудах встречаются ильменорутил, брукит, кнопит, джизаналит, сфен. Последние три минерала иногда образуют самостоятельные скопления. В литературе можно часто встретить упоминание о титаномагнетите, но в промышленных рудах это обычно магнетит, содержащий включения окислов титана.

Выделяются следующие главные промышленные типы титановых руд: ильменит-магнетитовые, титаномагнетитовые, лопаритовые, перовскитовые, рутил-ильменитовые и рутиловые. В процессе обогащения получают ильменитовый и рутиловый концентраты с содержанием TiO_2 50% и 95% соответственно.

Промышленными считаются магматические месторождения титана с запасами более 50 тыс.т. и россыпные с запасами более 25 тыс.т. Минимальное содержание условного ильменита в промышленных россыпях должно быть не менее 10 кг/т. В магматических и метаморфических месторождениях промышленными считаются руды, из которых путем механического обогащения можно получить не менее 10-20% ильменитового или 1,5-3% рутилового концентрата. В комплексных рудах содержание титана может быть ниже (Малышев, 1957). Сопутствующими титану ценными компонентами являются железо, ванадий, иногда апатит, ниобий в коренных месторождениях, и циркон, монацит, дистен, силлиманит, ставролит, касситерит и другие - в россыпях. Вредными примесями в рудах титана являются хром, сульфиды, фосфаты. Ограничивается содержание железа и других компонентов.

Общие запасы TiO_2 капиталистических и развивающихся стран в 1971 г. оценивались в 660 млн.т., из них 366 млн.т. приходится на труднообогатимые руды Бушвельдского комплекса. Основные запасы титана сосредоточены в Канаде, Норвегии, США, Индии и Австралии. Добыча ильменитового концентрата в этих странах в 1970 г., составила почти 3,5 млн.т., а рутилового - 420 тыс.т. Металлического титана в 1970 г. было выплавлено 22 тыс.т. (в 1949 г. - 23 тонны). Значительно больше получено губчатого титана и его соединения. Главными поставщиками ильменита и рутила являются Австралия, США, Канада и Норвегия.

В Советском Союзе имеются многочисленные месторождения титана, полностью покрывающие потребности промышленности в этом металле и его соединениях. 25% запасов СССР приходится на ильменит-магнетитовые и титаномагнетитовые руды в основных породах, 15% — на лопаритовые и перовскитовые руды в щелочных породах и карбонатах, 45% — в древних погребенных россыпях, 10% — в делювиально-аллювиальных россыпях и 5% — в коре выветривания габброидов.

Месторождения титановых руд выявлены на Украине, Кольском полуострове, в Западной Сибири, на Урале и в Казахстане.

ГЕОХИМИЯ ТИТАНА

Вопросы геохимии титана освещены в монографии И.И. Мильшева, в работах В.В. Щербины, Г.С. Момджи и других геологов. Основные геохимические параметры титана приведены в табл. 2. Он находится в ряду элементов, отличающихся наличием в электронной оболочке их атомов незаполненного электронного подслоя d , располагающегося под заполненным двухэлектронным подслоем s . Хотя у титана есть много общего с элементами семейства железа, он, располагаясь в самом начале ряда с достраивающимися электронными оболочками, является самым легким металлом, в природных условиях вследствие очень легкой окисляемости он почти всегда четырехвалентен, а на земной поверхности только трехвалентен. В отличие от железа титан характеризуется отчетливыми литофильными свойствами и не наблюдается в самородном состоянии, не образует арсенидов и сульфидов. В земной коре титан присутствует только в кислородных соединениях и при их разрушении освобождается лишь в виде окисла TiO_2 . Наиболее устойчивым соединением титана в земной коре является рутил. В силикатных расплавах титан может присутствовать как простой катион Ti^{4+} (рутил), так и в виде комплексного катиона $[TiO_2]^{2+}$ (сфен). Реже он образует анионы $[TiO_3]^{2-}$ (ильменит) и $[TiO_4]^{4-}$ (ульвашипель), устойчивые в сильно-щелочных средах.

Радиус катиона Ti^{4+} равен $0,68 \text{ \AA}$ и близок к ионному радиусу ряда петрофильных элементов. С кремнием титан

находится в одной группе и образует катионы равной валентности. Титан гетеровалентно замещает ионы размером от $0,57 \text{ \AA}$ (Al) до $0,91 \text{ \AA}$ (Mn). Чаще титан тигрест к минералам, богатым Fe^{2+} и Fe^{3+} . Этот изоморфизм осуществляется по схеме: $\text{R}^{2+}\text{Tl}^{4+} = \text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}$. Изоморфизм катионов Tl^{4+} и Fe^{2+} или Mg^{2+} встречается редко вследствие большой разности в валентности, не поддающейся компенсации. По величине радиуса к катиону Tl^{4+} близки Mo^{4+} , W^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} . Гетеровалентный изоморфизм титана с ниобием и танталом осуществляется по схеме: $\text{R}^{1+}(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} = \text{R}^{2+}\text{Tl}^{4+} \text{ R}^{2+}(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} (\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} - \text{Tl}^{4+}\text{Tl}^{4+} : \text{Tl}^{4+}$, в зависимости от типа кристаллической решетки минерала. Место катиона (R^{2+}) в этих схемах занимает железо, реже редкие земли. Отсутствие изоморфизма Tl^{4+} с W^{4+} и Mo^{4+} объясняется неустойчивостью в окислах их четырехвалентных ионов. Для титана характерно образование твердых растворов (смешанных кристаллов), что основано на изоморфном замещении Al_2O_3 на FeTiO_3 , Fe^{3+} на Tl^{4+} с одновременной компенсацией избыточного заряда Tl^{4+} путем замещения второго иона Fe^{3+} на Mg^{2+} или Fe^{2+} . В ряде случаев это может быть замещение BaNb на CaTi .

Так как титан принадлежит к элементам типа 4q, содержание его в земной коре оказывается достаточно высоким и оценивается в 0,45%. По распространенности среди металлов он стоит на четвертом месте (после алюминия, железа и магния). Наиболее высокое содержание титана характерно для основных изверженных пород (0,90%) и наиболее низкое для ультраосновных (0,03%) и кислых (0,23%). Содержание титана в эффузивах больше, чем в их интрузивных аналогах. Повышенное содержание титана отмечается в глинах и сланцах (0,45%). В бокситах и высокоглиноземистых породах некоторых угленосных толщ накапливается до 18% (чаще 5-8%) двуокиси титана. Много титана содержат некоторые метаморфические породы (до 5-7% TiO_2).

Несмотря на относительно высокое содержание титана в земной коре, крупные месторождения его с высоким содержанием металла образуются редко, почему месторождения с запасами в 1-10 млн. т. титана считаются крупными. Основная масса титана находится в состоянии рассеяния: в виде изоморфной примеси в поддообрудных силикатах и в виде акцессорных минералов. В породообразующих минералах титан

изоморфно замещает железо, магний, марганец в пироксенах, роговых обманках, слодах. Рассеяние в виде акцессориев связано с низкой геохимической подвижностью титана и его относительно низким содержанием в расплавах.

В зависимости от состава расплавов и внешних условий титаномагнетит выделяется или до кристаллизации силикатов, или после них. В первом случае, в условиях сравнительно высокого содержания титана в расплаве и при медленной спокойно протекающей дифференциации, выделяющийся из расплавов повышенной основности титаномагнетит под влиянием сил гравитации перемещается в магматической камере вниз и образует псевдостратифицированные залежи вкрапленных руд. В подвижных поясах, где дифференциация расплава идет в неспокойных тектонических условиях, имеет место горизонтальное перемещение расплава. При этом выделившиеся ранее зерна титаномагнетита движутся с меньшей скоростью и образуют рудные струи, шпирь.

В большей части промышленных месторождений окислы титана выделяются несколько позже породообразующих силикатов. И.И.Малышев считает, что все минералы титана при магматических процессах формируются из остаточных расплавов и являются поздними образованиями магм. Главными спутниками титана в рудах магматических месторождений являются Fe и γ, а иногда Ta, Nb, Zr, TR, P и др. Накоплению титана в остаточном рудном расплаве способствуют, видимо, летучие компоненты, в частности, вода, т.к. руды нередко сопровождаются ореолом метасоматически измененных пород, сложенных водными силикатами.

В постмагматические водные производные силикатных расплавов титан переходит редко и в очень небольших количествах. Ильменит изредка встречается в грейзенах, вторичных кварцитах. Рутил обнаружен в кварцевых жилах. Редкость подобных явлений связана с возможностью его миграции только в очень кислых растворах, так как гидролиз его солей имеет место при pH = 1,5. Комплексные же соединения для него не характерны.

3 экзогенных условиях титан оказывается еще менее подвижным. В поверхностных условиях титановые и титаносодержащие минералы образуются, причем титан из них может выделяться лишь в виде окисла TiO₂. Полная нерастворимость

его в природных водах исключает возможность образования на земной поверхности гидроксида титана. Освобождающаяся при выветривании двуокись титана имеет коллоидальную форму и может содержать переменное количество воды или других соединений ($TiO_2 \cdot nH_2O$). При химическом выветривании нередко происходит разделение титана и железа. За счет ильменита и других минералов титана образуется лейкоксен, который накапливается в коре выветривания, а железо может выноситься. Лейкоксен со временем переходит в более устойчивые формы двуокиси титана — анатаз, брукит и, наконец, в рутил. Последний является наиболее устойчивым минералом титана во всех зонах земной коры. Устойчивые акцессорные минералы титана и образовавшиеся при выветривании новые минералы накапливаются вместе с окислами алюминия в коре выветривания. При ее размыве акцессорные минералы и новообразованные кристаллы концентрируются в песках, а коллоидальная двуокись титана, рассеянная в глинистом веществе, накапливается в глинах.

При метаморфизме глин в результате собирательной кристаллизации дисперсно рассеянных окислов FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 происходит образование порфиробласт ильменита, приуроченных к обогащенным углесто-графитистым веществом участкам (восстановительные условия) или рутила (окислительные условия). При высоких P, T (гранулитовая, эклогитовая фации) почти все минералы титана переходят в рутил. При наличии в породах железа в условиях амфиболитовой и отчасти гранулитовой фаций метаморфизма возможно образование наряду с рутилом и ильменита.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИТАНА

Классификация месторождений титана была разработана И.И. Малышевым в 1957 г. В последние годы были выявлены новые типы титановых концентраций.

1. Магматические месторождения.

1. Раннемагматические

2. Позднемагматические:

- а) в дифференциатах базальтовой магмы.
- б) в дифференциатах щелочной магмы.

в) в щелочно-ультраосновных комплексах и карбонатах.

П. Остаточные месторождения выветривания.

Ш. Осадочные месторождения.

1. Действительно-аллювиальные россыпи.
2. Современные латеральные россыпи.
3. Древние латеральные россыпи.

1У. Вулканогенно-осадочные месторождения.

У. Метаморфогенные месторождения.

1. Метаморфизованные.
2. Метаморфические.

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выпадение сложных окислов титана в процессе дифференциации базальтовой магмы нередко происходит еще до начала или во время кристаллизации силикатных расплавов. В большинстве случаев при этом образуется бедная непромышленная вкрапленность ильменита и только при очень медленной кристаллизации расплава возможно формирование весьма своеобразных пластовых или линзовидных псевдостратифицированных рудных тел. Типичным и почти единственным примером таких месторождений являются месторождения Бушвельдского лополита в ЮАР. Лополит прерывает породы трансваальской серии (средний протерозой), слагающие платформенный чехол Африканского кристаллического щита. Возраст гранитоидов массива около 1950 млн. лет. Массив имеет в общем мульдообразную форму и громадные размеры (длина - 450 км, ширина - 240 км и мощность более 10 км). Лополит относится к производным базальтовой магмы, очень глубоко дифференцирован. Нижняя, так называемая норитовая часть мощностью от 3 до 6 км, включает слои основного и ультраосновного состава, а верхняя сложена более поздними красными гранитами. На земной поверхности основная площадь занята гранитами, окруженными неровным кольцом основных и ультраосновных пород. К базальной и нижней критической зонам, сложенным перемежающимися слоями и линзами пироксенитов, перидотитов и норитов, приурочены пласты хромитовых руд и месторождения металлов группы платины.

Выше расположена мощная главная зона слабодифференцированных норитов и габбро-норитов.

Руды железа и титана сосредоточены в верхней зоне хорошо дифференцированных пород, представленных габбро, анортозитом, ферридиоритом, иногда троктолитом (рис.33). В этой зоне насчитывается более 20 пластообразных залежей ильменито-магнетитовых и ильменито-титаномагнетитовых руд, образующих пояс протяженностью до 650 км. Рудные пласты перемежаются с магнетитовым габбро, магнетитовым анортозитом, анортозитом, гиперстеновым пироксенитом, троктолитом, ферридиоритом. В кровле оруденелой зоны расположены ферридиориты и диориты, которые внедряются в лептиты. Длина отдельных оруденелых горизонтов достигает 15 км. Средняя мощность пластов 4-6 м, наиболее мощным (до 40 м) является Главный пласт. По простиранию он прослежен на 225 км. Верхний пласт имеет мощность около 10 м, нижний его контакт резкий, а верхний постепенный, расплывчатый. Кроме пластов имеются четкообразно расположенные короткие мощные линзы руд железа и титана. Текстура руд сливная и вкрапленная. Установлено совместное отложение магнетита с плагиоклазом до выделения пироксенов. Ильменит наблюдается в виде самостоятельных агрегатов и в виде пластинок в магнетите. Установлено повсеместное развитие ульвошпинели.

Химический состав руд Главного пласта (в вес. %): $F_2 = 55,8-57,5$, $TiO_2 = 12,2-13,9$, $V_2O_5 = 1,4-1,66$, P - менее 0,05, $S = 0,02-0,04$. Содержание TiO_2 увеличивается вверх по разрезу и достигает 25%.

Общие запасы титаномагнетитовых руд Бушвельдского комплекса оцениваются в 6 млрд. т.

ПОВДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Концентрации титана, связанные с кристаллизацией особого рудного расплава, обособляющегося от силикатной части и остающегося в жидком состоянии после выпадения в твердую фазу основной массы породообразующих силикатов, пользуются значительным распространением и иногда достигают значительных размеров. Все месторождения этого типа тесно связаны с комплексами основных, базальтовых и ультраосновных -

щелочных пород.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДИФФЕРЕНЦИАТАХ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Обособления минералов титана вместе с минералами железа встречаются в габбро, габбро-норитах, норитах, габбро-амфиболитах, габбро-диабазах, различных пироксенитах, габбро-анортозитах и анортозитах. Нередко интрузивные массивы основных пород, вмещающих оруденение, сложены породами весьма разнообразного петрографического состава, что обусловлено многообразием формирования массивов и глубоко зашедшей дифференциацией рудно-силикатного расплава на относительно больших глубинах в сравнительно спокойной тектонической обстановке. Образование таких месторождений имеет место в ранние этапы развития подвижных поясов, когда тектонические движения проявляются преимущественно в виде вертикальных перемещений.

Форма рудных тел зависит от петрохимических особенностей комплексов. Малотитанистые руды (2-6% TiO_2) в породах ряда пироксенит-верлит, производных габбро-пироксенит-дунитовой формации, образуют зоны вкрапленников и шпировые выделения рудных минералов неправильной формы, обычно без четких контактов. Это в сущности рудные сегрегации, образованные из скоплений рудной магмы, обособившейся еще до начала кристаллизации силикатов и перемещавшейся в магматической камере под влиянием гравитационных сил и конвекционных токов. Такие рудные скопления занимают промежуточное положение между ранне- и позднемагматическими. В сущности, это сегрегационные месторождения. Высокотитанистые руды (10-20% TiO_2) характерны для габбровых и габбро-анортозитовых массивов, в которых они образуют тела пластообразной, жильной и линзовидной формы с отчетливыми зальбандами. В некоторых случаях явно эпигенетические жильной формы рудные тела на глубине переходят в зоны вкрапленников.

Главными минералами в рудах этих месторождений являются магнетит, ильменит, титаномагнетит, реже встречаются рутил, зинкель, корунд, иногда аквит и сульфиды. Совершенно титаномагнетит, как твердая раствор ульвошпинели,

магнетита, ильменита и гематита, в габброидах отсутствует, так как при температуре ниже 800°C он распадается с обособлением отдельных фаз. Для титановых руд очень характерны речетчатые структуры распада твердого раствора. Чаще всего главными минералами в рудах являются магнетит и ильменит реже наблюдаются ильменитовые и рутил-ильменитовые залежи. При процессах метаморфизма происходит обособление ильменита и магнетита в виде самостоятельных зерен и такие руды значительно легче обогащаются.

Структура руд типичная сидеронитовая, гипидиоморфно-зернистая. В зависимости от состава материнских пород наблюдаются особенности минералогического состава руд, их текстура, формы залегания. В массивах габбро образуются богатые сливные ильменито-магнетитовые руды, в габбро-диабазатаитаномагнетитовые сливные и вкрапленные руды, в анортозитовых массивах — гематит-ильменитовые, ильменитовые и даже рутил-ильменитовые руды.

Руды магматических месторождений комплексные: в них содержание железа достигает 50–55%, двуокиси титана — 20–25% и пятиокиси ванадия — 0,5–1%.

Запасы руд в месторождениях достигают сотен миллионов тонн. Наиболее крупные по запасам месторождения титана приурочены к массивам анортозитовой формации площадью до нескольких сотен или даже тысяч квадратных километров (массивы Адирондакских гор в США). Значительные запасы титановых руд сосредоточены в месторождениях Канады (Лак-Тио, Миллс и др.), Норвегии (Толнесс и др.). В СССР промышленное значение имеют месторождения Урала (Кусинское, Копанское, Качканарское и др.), ряд месторождений Кольского полуострова, Карелии и Восточного Саяна. Выявлены подобные месторождения в Восточной Сибири (Чинейский массив Станового хр.), на Дальнем Востоке (хр. Джугджур), на Украине.

Описание ряда месторождений магнетит-ильменитовых руд дано в главе "ЖЕЛЕЗО".

М е с т о р о ж д е н и е Л а к - Т и о

Находится в провинции Квебек (Канада) в районе оз. Аллард и приурочено к анортозитовому массиву размером 160x50

км (на поверхности). Возраст его верхнепротерозойский. Массив сложен в основном анортозитами, состоящими из плагиоклаза № 40-56. Меньшим распространением пользуются фюриты и габбро. Интрузивы рвут докембрийские кварциты и гнейсы.

В месторождении выявлено три рудных тела плитообразной формы, одно из них прослежено по простиранию на 1080 м, имеет ширину в 920 м и мощность 90 м и более. Руды имеют полосчатое строение, сливные руды чередуются с вкрапленными. Контакты руд с вмещающими породами резкие, в рудах встречаются ксенолиты анортозитов.

Руды грубозернистые, сложены пластинообразными кристаллами ильменита с включениями пластинок гематита. Содержание ильменита около 75%, гематита - 20%, есть сульфиды Fe и Cu, из нерудных минералов наблюдаются плагиоклаз, пироксен, местами биотит.

Содержание Fe - 39-43%, TiO_2 - 32-36%, V_2O_5 - 0,2-0,23%. Запасы около 125 млн. т.

Месторождения Ц а г и н с к о г о массива

Цагинский массив вместе с интрузивами Кейв и Колмозеро-Воронья относится к нижнепротерозойской габбро-анортозитовой формации. В этих массивах, имеющих доломитоподобную форму, наблюдаются псевдостратифицированные залежи, линзы и шпирь богатых ильменит-магнетитовых руд мощностью от нескольких десятков сантиметров до 40 метров, обычно менее 10 метров, и длиной до 200 метров. Нередко рудные горизонты чередуются с горизонтами габбро и лабрадоритов. В богатых сливных рудах содержание железа достигает 54%, TiO_2 - 12% и V_2O_5 - 0,75%.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДИФФЕРЕНЦИАТАХ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Щелочные породы нередко содержат значительные по запасам концентрации минералов титана, но минералы эти часто находятся в состоянии рассеяния и представлены трудно поддающимися переработке соединениями. Необходимо подчеркнуть, что массивы щелочных пород встречаются реже, чем массивы габброидов, поэтому практическое значение таких месторождений пока невелико. Характерной чертой месторождений является сложный состав руд, содержащих наряду с титаном ниобий, тантал, цирконий, редкоземельные и ряд других элементов, часто нефелин, апатит и другие ценные виды сырья. Титан из руд таких месторождений может извлекаться попутно. В этом направлении проделана большая работа и в десятой пятилетке намечается приступить к комплексной переработке подобных руд на северо-западе СССР.

Промышленные концентрации допарита связаны с интрузиями агапитовых нефелиновых сиенитов центрального типа (Лововерский массив на Кольском полуострове). В некоторых псевдостратифицированных массивах, сложенных нефелиновыми сиенитами, ийолитами, уртитам, фойлитами и др. разновидностями щелочных пород агапитового ряда (Хибинь) формируются мощные (до 25-30 м) крупные залежи нефелин-апатитовых руд, в состав которых в значительных количествах входит и сфен. Содержание TiO_2 в таких рудах в среднем равно 8-11%.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ И КАРБОНАТИТАХ

В ряде месторождений, пространственно и генетически связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород, наблюдаются весьма значительные по запасам концентрации сложных окислов титана (перовскит-кнопит), титаномагнетита, иногда ильменита или сфена, вместе с магнетитом, флогопитом, бадделитом и другими минералами редких элементов. В некоторых участках подобных массивов содержание перовскита достигает 10-30%. Обычно концентрации его приурочены к перекристаллизованным и метасоматически измененным оливинитам и пироксе-

нитам, в других массивах - к меллитовым и нефелин-пироксеновым породам. В карбонатитах имеют место скопления диаванлита (перовскит с Nb и Ta). Автометасоматические изменения выражены в флогопитизации, пироксенизации, гранитизации, нефелинизации. В ряде случаев при этом образуются своеобразные нефелиновые и флогопит-пироксеновые пегматоидного облика породы. Вместе с перовскитом нередко присутствует титаномагнетит. В участках карбонатизации они оказываются неустойчивыми и вместо них образуются магнетит, ильменит, рутил, диаванлит.

Перовскит наблюдается в виде изометричных зерен или октаэдрических кристаллов размером от долей миллиметров до 1 сантиметра. Иногда он вместе с титаномагнетитом образует сплошные мелкозернистые агрегаты.

Примерами подобных месторождений могут служить массивы Магнет-Ков (США, Арканзас), Ока (Канада, Квебек), Африканда (СССР, Кольский полуостров).

Месторождение А ф р и к а н д а

Находится на Кольском полуострове и приурочено к зоне разлома глубокого заложения, разделяющей Кольский и Беломорский структурно-тектонические районы. Оруденение приурочено к массиву ультраосновных-щелочных пород центрального типа площадью 6,5 км². Массив залегает в биотит-олигоклазовых гнейсах беломорской серии архея и имеет концентрическое строение. По периферии развиты мелкозернистые пироксениты, менее нефелин-пироксеновые породы типа мельтейгитов-ийолитов, а в центре размещены неравномернозернистые рудные пироксениты с титаномагнетитом и перовскитом. В центральной части массива имеются также кальцит-амфибол-пироксеновые породы, оливиниты, нефелиновые пегматиты с гранатом, перовскитом и титаномагнетитом. Вмещающие гнейсы фенитизированы.

Содержание перовскита (кнопита) и титаномагнетита увеличивается от периферии к центру, где оконтурена трубчатая валежь изометричного сечения. Максимальная концентрация кнопита и титаномагнетита тяготеет к амфиболовым пироксенитам и оливинитам, иногда к рудным пегматитам. Имеются жильной формы рудные тела. Сопровождающими нерудными минералами чаще всего являются диопсид, кальцит, амфибол, оливин, нефелин.

лин, флогопит. Соотношение их меняется в широких пределах.

Текстура руд массивная, иногда пятнистая и пятнистополосчатая. Структура сидеронитовая.

Руды комплексные. Возможно получение существенно железного (титаномагнетитового) и существенно титанового (перовскитового) концентратов. В последнем содержатся Та, Nb и Th.

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Месторождения титана в коре выветривания содержат значительные количества ильменита и иногда рутила. Приурочены они к районам развития древних метаморфических комплексов с многочисленными массивами габброидов, в которых отмечается повышенное содержание окислов титана в виде аксессуариев или непромышленных скоплений. В процессе химического выветривания в условиях гумидного климата имеет место вынос щелочей, кальция, магния, железа, отчасти алюминия и кремния. На месте остаются только устойчивые минералы, такие как ильменит и рутил и образуется каолинит. Мощность кор выветривания может достигать нескольких десятков метров, а содержание ильменита — сотен килограммов на m^3 , рутила — десятков кг на m^3 . Запасы месторождений достигают многих миллионов тонн.

Промышленные месторождения данного типа известны в Казахстане, на Урале и Украине.

Стремгородское месторождение

Расположено в пределах Волынского габбро-анортозитового массива. Отдельные тела габбро в этом массиве содержат 5-12% ильменита и около 2% P_2O_5 в форме апатита.

В коре выветривания образуется каолинит и накапливаются ильменит и апатит. Выветривание идет настолько интенсивно, что исчезают даже магнетит и титаномагнетит, а ильменит лейкоксенизируется.

Содержание ильменита в коре выветривания достигает максимума 300-500 кг/ m^3 . Путем отмучивания, электромагнитной се-

парации и флотации получен ильменитовый концентрат с содержанием до 48% TiO_2 и апатитовый концентрат с содержанием до 40% P_2O_5 . Попутным продуктом является высококачественный огнеупорный каолиновый материал.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Являются основным источником ильменита и рутила. При размыве обогащенной устойчивыми минералами титана коры выветривания, переносе и переотложении ее продуктов происходит пространственное отделение песчаной фракции вместе с оксидами титана от глинистой. В процессе гидродинамической сортировки песчаного материала происходит разделение песков по удаленному весу и размерам зерен с образованием промышленных россыпей. Так как минералы титана имеют сравнительно невысокий удельный вес, концентрация их происходит при многократном переотложении в процессе формирования осадка. В зависимости от условий образования выделяются следующие типы россыпей:

1. Современные аллювиальные.
2. Современные латеральные.
3. Древние латеральные.

1. Современные аллювиальные россыпи

Имеют широкое распространение, но редко образуют промышленные месторождения. Формируются они при размыве коренных месторождений ильменит-магнетитовых руд или богатых акцессориями габброидов. Россыпи располагаются на расстоянии не более 15-20 км от коренного источника. Характерной чертой таких россыпей является мономинеральный состав продуктивного слоя. Чаще всего накапливается ильменит, реже рутил или лопарит. Ильменит обычно лейкоксенизирован и почти не содержит хрома. Ильменит концентрируется не у плотика, а по всему продуктивному слою. Содержание ильменита в них не превышает десятков кг/м³. Подобного типа россыпи известны на Урале, Кольском полуострове, Украине. В Иршинском месторождении, в районе Волынского габбро-анортозитового массива, содержание

ильменита в продуктивном слое около 20 кг/м^3 при выходе шихта до 711 кг/м^3 .

2. Современные латеральные россыпи

Крупные и богатые современные прибрежно-морские россыпи расположены в районах влажного тропического и субтропического климата. Наиболее хорошо изучены россыпи Австралии, Индии, о.Цейлона, Индонезии, Африки, Бразилии. Протяженность этих россыпей иногда достигает сотен километров при мощности продуктивных слоев не более 1, редко 2 м. Продуктивный горизонт обнажен, зерна хорошо окатаны и очень мелкие (менее 0,3 мм). Первичные россыпи являются пляжевыми, вторичные — донными. В россыпях накапливаются наиболее механически и химически стойкие акцессорные минералы изверженных и метаморфических пород, такие как ильменит, рутил, циркон, монацит, ксенотим. К ним могут добавляться ценные минералы из близ расположенных источников (колумбит, лопарит, касситерит, золото и др.). Накопление ильменита, рутила и циркона, являющихся главными компонентами тяжелой фракции песков, имеет место при размыве хорошо переработанной коры выветривания на сравнительно выровненной территории, когда водными потоками переносится ограниченное количество зерен породообразующих минералов и магнетита. Источники питания могут находиться на расстоянии до нескольких сот километров. Крупные прибрежно-морские россыпи образуются в волноприбойной зоне морей между уровнями прилива и отлива, вытягиваясь вдоль пляжей в направлении господствующих ветров. Протяженность пляжевых россыпей достигает нескольких сот километров. Содержание ценных минералов может достигать 80% от массы песка.

Пляжевые россыпи при медленном поднятии суши погребаются под донными песками, а при опускании — переходят в донные. Последние формируются также при размыве донными течениями дельтовых осадков.

Р о с с ы п и И н д и я

Наиболее богатые россыпи находятся на юго-западе полуострова, в штатах Керала и Траванкор. Россыпи приурочены к зоне пляжа, мелководью, дюнам. Разрабатываются в основном пляжевые россыпи, представляющие собой речные выносы в лагуны. Протягиваются они вдоль побережья на 400 км. Длина отдельных россыпей составляет 2-20 км, ширина - 100-200 м и мощность - 0,6-2,4 м. Увеличение мощности наблюдается в дюнных погребенных россыпях. Рудоносные пески состоят из переслаивающихся богатых и бедных прослоев мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Минералогический состав песков (в вес. %): ильменит (60-85), циркон (5-5,7), рутил (1,2-4,6), монацит (0,5-5), силлиманит (4-4,5), гранат (0,5-6,4), кварц (5,6-16,0). При обогащении из них получают концентраты с содержанием 80-98% каждого ценного минерала. Размеры зерен в пределах от 0,1 до 0,14 мм.

Интересно отметить, что на выработанных участках после штормов через 2-3 года вновь образуются россыпи. Запасы определяются в 117 млн.т. ильменита, 7 млн.т. циркона, 2 млн. т. монацита и 1,8 млн.т. рутила.

Россыпи образовались за счет перемыва коры выветривания докембрийских метаморфических пород и траптов.

3. Древние латеральные россыпи

Образование прибрежно-морских россыпей имело место в третичных и более древние периоды. Древние россыпи располагаются субперпендикулярно направлению речных потоков, протяженность и мощность их зависит от длительности периода их образования, скорости перемещения береговой линии и ряда других факторов. Продуктивными являются существенно кварцевые песчано-альваритовые пески прибрежных фаций. Они лежат без значительных перерывов на типичных морских отложениях со сходным минералогическим составом. Так как образование таких россыпей осуществляется нередко в результате неоднократного перемыва ранее образовавшихся песков и глин при медленной трансгрессии моря, ширина продуктивных горизонтов достигает нескольких сот метров, мощность - 20-30 м, а дли-

на отдельных рудных линз — нескольких километров. Линзы группируются в единые полосы шириной до нескольких километров при длине до нескольких десятков километров. В некоторых районах образуется два продуктивных пласта, разделенных безрудными отложениями. Содержание полезных компонентов в песках обычно равно 1,5-5%, но местами образуются прослой почти чистых концентратов. Зерна хорошо окатаны, хотя встречаются минералы с естественной огранкой. Размер зерен колеблется в пределах от 0,04 до 0,25 мм, реже до 0,5 мм.

Главные минералы в погребенных древних россыпях те же, что и в современных пляжевых песках: ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, дистен, ксенотим, анатаз и другие.

Древние россыпи расположены на платформах и отчасти в пределах их геосинклинального обрамления. Особенно широко они развиты на Русской платформе, где известны докембрийские, девонские, меловые и третичные россыпи. Наиболее важными в промышленном отношении оказываются здесь третичные россыпи Среднего Приднепровья. В Сибири промышленными являются палеогеновые россыпи вдоль всего южного складчатого обрамления Западно-Сибирской низменности. В 1959 г. доказана промышленная ценность крупнейшей прибрежно-морской россыпи Тимана, где лейкоксен является главной составной частью песчаников девона.

С а м о т к а н ч к о е м е с т о р о ж д е н и е

Это одно из многочисленных месторождений Среднего Приднепровья УССР. На Украине имеется еще 5 районов развития кайнозойских россыпей: Волынский, Днепровско-Бугский, Приазовский, Днепровско-Донецкий и Причерноморский. Наиболее изученными являются месторождения на северо-восточной окраине Украинского кристаллического щита, на границе его с Днепровско-Донецкой впадиной.

В районе месторождения кристаллические породы докембрия, кора выветривания которых служила источником минералов титана, лежат на глубине около 100 м. На них лежат песчано-глинистые отложения бучакского, киевского и харьковского ярусов олигоцена общей мощностью 45-50 м. На размытой по поверхности кварцево-глаукогонитовых песков харьковского яруса лежат толща мелкозернистых кварцевых песков полтавской сви

ты мощностью 30-40 м. Выше, на размытой поверхности полтавской свиты, залегают мелкозернистые кварцевые, местами глинистые пески, перекрытые глинами сарматского яруса. Мощность сарматских отложений равна 20-25 м. Сарматские глины перекрыты глинами и суглинками четвертичного возраста мощностью до 30-35 м.

Прибрежно-морские россыпи приурочены к полтавским и сарматским отложениям, причем в полтавских песках рудные минералы концентрируются в верхах свиты, а в сарматских песках располагаются по всему разрезу. Рудоносные пески обеих свит имеют близкий минеральный состав: кварц, ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, циркон, кианит, силлиманит, ставролит, турмалин, андалузит, шпинель и другие. Отношение ильменита к рутилу колеблется от 3 до 8. В богатых линзах рудных песков сарматского яруса содержание рутила (в %) равно 13-17, ильменита - 32-37, циркона - 9-10 и нерудных - 40. Размер зерен ильменита 0,07-0,25 мм, рутила - 0,07-0,15 мм. Выход концентрата из обычных рудных песков колеблется от 0,5 до 300 кг/м³.

Т у г а н с к о е м е с т о р о ж д е н и е

Находится в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, к северо-востоку от Томска. На палеозойских породах Томского вала пользуется развитием мощная кора выветривания, в которой имеет место накопление ильменита, лейкоксена, циркона, рутила, анатаза. На коре выветривания палеозойских пород лежат сеноман-туронские отложения, представленные аркозовыми песками с прослоями глин. Мощность этих отложений достигает на севере 75 м. Для этих пород характерно повышенное содержание ильменита, циркона и граната.

Выше с резким угловым несогласием на верхнем мелу и непосредственно на коре выветривания палеозоя лежит туганская свита нижнего олигоцена-верхнего эоцена. Сложена она кварцкаолиновыми песками, в которых выделяются горизонты с повышенным содержанием циркона, ильменита и рутила.

Продуктивные горизонты представлены тонко- или мелкозернистыми кварцевыми песками, либо песчаниками с размером зерен 0,05-0,2 мм. При наличии нескольких продуктивных горизонтов наиболее обогащен рудными минералами верхний. Харак-

терно отсутствие шликера.

Среди минералов тяжелой фракции обычны циркон, ильменит, лейкоксен, рутил. Размер их не более 0,25 мм. Из нерудных минералов кроме кварца присутствует каолинит (до 15-20%). Практический интерес представляют пески с содержанием: цинка - 5-15 кг/м³, ильменита - 30-60 кг/м³, лейкоксена - 3-10 кг/м³ и рутила - 5-15 кг/м³.

Продуктивные пески перекрыты олигоценовыми песками и глинами мощностью от 2 до 100 м.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Промышленное значение этих месторождений установлено в 1963 г. В.А.Блиновым и др. Известен пока только один район на юге Воронежской области в среднем течении р.Дон, где пользуются развитием туфогенные породы девона с ильменитом. Содержание последнего достигает 50 объемных процентов, размер зерен в среднем 0,25 мм в среднеобломочных туфах и более 0,1 мм в тонкообломочных. В небольшом количестве в рудах встречаются магнетит и иногда пирит. Цементом в рудах является хлорит, менее сидерит. Протяженность и мощность оруденелых горизонтов весьма значительны. Общая площадь с высокими содержаниями ильменита превышает несколько квадратных километров.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При метаморфизме магматических титаномагнетитовых и россыпных ильменит-рутиловых месторождений происходят существенные изменения состава и текстурно-структурных особенностей руд. В условиях амфиолитовой фазии метаморфизма образуются ортоамфиболиты, титаномагнетит исчезает и за счет него образуются обособленные крупные зерна ильменита, рутила и магнетита. Во вкрапленных рудах освобождающееся при разрушении титаномагнетита железо входит в состав силикатов и остается один ильменит. Таким путем улучшается качество руд. Примером таких месторождений может служить месторождение О т а в я к и в Финляндии, в котором массово

магнетит-ильменитовые руды содержат до 19% TiO_2 . В СССР известно Куртинское месторождение в Уфалейском районе Урала. Амфиболиты этого месторождения содержат обильную вкрапленность ильменита и линзы массивных магнетит-ильменитовых руд. При более интенсивном метаморфизме титано-магнетитовых руд возникают рутиловые месторождения в эклогитах. При этом магнетит исчезает полностью, а содержание титана снижается. Так, например, в Шубинском месторождении Уралтаусского антиклинория в эклогитах сформировались промышленные рудные тела длиной до 1300 м и мощностью 10-60 м с содержанием рутила более 1,5-4%. Известны скопления рутила и в амфиболитах Среднего Урала.

Метаморфизованными оказываются россыпи докембрия и палеозоя. Качество руд обычно при этом ухудшается, так как рыхлые пески превращаются в твердые песчаники. В зависимости от интенсивности метаморфизма в таких песчаниках могут сохраняться ильменит, лейкоксен, но иногда остается только рутил, а за счет ильменита образуются новый рутил и анатаз. В пределах Башкирского антиклинория известны аркозовые песчаники с линзами рутила, циркона и гематита длиной 2-3 м и мощностью 0,3 м, а также прослой длиной несколько десятков метров и мощностью до 50 см. Содержание TiO_2 в них достигает 18%. В других участках антиклинория встречаются прослой песчаников до 2,5 м мощностью с содержанием до 400 г/т ильменита и до 30 кг/т циркона.

Весьма интересным является Ярегское месторождение лейкоксена на Ю.Тимане. Здесь в толще девонских песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов имеется рудная залежь, главным минералом которой оказывается рутиловый лейкоксен. В подчиненном количестве встречаются ильменит, циркон, бруксит, анатаз. В богатых рудах содержание TiO_2 - 8-10 %.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При метаморфизме глинистых осадков, содержащих рассеянные лейкоксен и другие минералы титана, образуются рутилиты-слюдаино-полевошпатовые и рутильно-кварцевые сланцы с рутилом. Эти сланцы тесно связаны с кварцитами и метаморфизованными конгломератами и песчаниками, в которых размещались титано-

циркониевые россыпи. В некоторых случаях при этом образуются богатые высококачественные руды. Например, в центральной зоне Урал-Таусского антиклинория выявлены полосчатые рассланцованные рутилиты с содержанием рутила до 15-30 и даже 60% при содержании циркона до 4-7%. Обогащенные этими минералами участки образуют линзы небольших размеров. Рутиловые месторождения и рудопроявления известны в ряде других районов Ю.Урала. За счет глины, богатых титаном, при региональном метаморфизме амфиболитовой фации формируются дистеновые и силлиманитовые сланцы, гнейсы, параамфиболиты с ильменитом и рутилом. В частности, к сравнительно крупным относится месторождение штата Оахака в Мексике, в котором гнейсы докембрия содержат 20-25% рутила.

Литература

- А л е к с е в с к и й К.М. О титан-циркониевых россыпях и их положении среди других типов месторождений.-В кн.: Металлогенез осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука", 1970.
- Б л и н о в В.А., Д ю б ю к К.А., К у в ь м и н Л.С., О д я н о к и й Б.Н. О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях Ястребовского горизонта на юге Воронежской области.-"Геол.рудн. месторождений", 1963, №1.
- Б о р и с о в с к о Л.Ф. Месторождения титана.-В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.1. М., "Недра", 1974.
- В а х е и н и др. Металл космического века.-"Наука и жизнь", 1972, №1.
- Г е р н г а р д Н.Э. Лейкоксен-новый вид минерального сырья. М., "Наука", 1969.
- Г у р в и ч С.И., А л е к с е в с к и й К.М. Титаноцирконовые россыпи.-В кн.: Успехи изучения главнейших полезных ископаемых в СССР. М., "Наука", 1967.
- Г у р в и ч С.И., К а в а р и н о в Л.Н., Х м а т о в Н.В. Древние редкометалльно-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М., "Недра", 1964.
- Е с е л е в и ч Л.В., Л и с и ц и н А.И., Л у ч и н Н.С. П и т н о в В.И. Древняя циркон-ильменитовая россыпь в

мезокайнозойских отложениях Зап.Сибирии.- "Разв. и охрана недр", 1959, №4.

М а л ы ш е в И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

М и р о ш н и к о в А.Е., М у с а т о в а Э.И., Рутилиты - рутиловые сланцы докембрия и проблема рутила в метаморфических сланцах.- В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.1. "Недра", 1966.

М о м д ж и Г.С. Титан.- В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1964.

М я с н и к о в В.С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд К.Урала и проявления в них метаморфизма. - "Геол.рудн. месторождений", 1959, №2.

Т р е б о в а н и я промышленности к качеству минерального сырья. Вып.73. Титан. Авторы Ю.Л.Черносвитов и Э.М.Тукальская. Госгеолтехиздат, 1962.

Щ е р б и н а В.В. К геохимии титана.- "Геохимия", 1971, №3.

Ю д и н Б.А., З а к С.И. Титановые месторождения северо-запада СССР.- "Сов. геол.", 1970, №9.

Х Р О М

Хромитовые руды используются для производства огнеупоров, имеющих высокую температуру плавления (около $2\ 000^{\circ}\text{C}$) и стойких к шлакам любого состава, а также для получения феррохрома, солей хрома и металлического хрома. Примерно 60% добываемых хромитовых руд находят применение в металлургии в виде феррохрома - для производства высокопрочных конструкционных, кислотоупорных, нежелезующих, жаропрочных и других специальных сталей. Хром входит в состав сплавов с углеродом и кобальтом или никелем, с кобальтом и вольфрамом или молибденом (стеллиты), двойных хромо-никелевых сплавов (нихромы), сплавов с медью, из которых делают троллейбусные и трамвайные провода, и ряда других специальных сплавов. 10-15% добываемых хромитов идет на изготовление различных солей (хром-пиков), находящихся себе применение в кожевенной, текстильной, лакокрасочной и других отраслях народного хозяйства.

Главными рудными минералами хрома являются хромшпинели (хромшпинелиды), которые на практике называют "хромитом", хотя собственно хромит состава $\text{Fe Cr}_2\text{O}_4$ обнаружен только в метеоритах. В рудах наиболее распространены:

магнхромит - $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Cr}_2\text{O}_4$

хромпикотит - $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$

альмохромит - $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$

Некоторые минералогии (А.К.Болдырев) считают возможным выделить среди хромшпинелей и более сложного состава минералы: магнферрихромит - $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, феррихромшпинель - $\text{Mg}(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ и феррихромпикотит - $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$.

Несмотря на значительные колебания химического состава хромшпинелей их химические свойства очень сходные.

Наиболее высокие требования к рудам хрома предъявляет металлургическая промышленность. Для получения 60%-го феррохрома требуется руда с содержанием Cr_2O_3 более 40% и отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ не ниже 2,5. Последнее отношение в хромите состава FeCr_2O_4 равно всего 2,1. Оно увеличивается при замещении железа магнием и в магнхромитах некоторых месторождений достигает 4-5. Промышленные руды делятся на: а) сплошные и б) вкрапленные. Вкрапленные руды различаются по размерам зерен рудного минерала: "мелочные", "гороховые", "бобовые", а также по количеству этих зерен: густо- (50-60%), средне -

(30-50%) и редковкрапленные (10-30%). В большинстве случаев хромитовые руды легко обогащаются и поэтому промышленность могут быть использованы руды с содержанием Cr_2O_3 выше 10%, если они сложены магнхромитом.

Для производства огнеупоров отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ не имеет значения. Здесь важным оказывается однородность, плотность, минимальное содержание Cr_2O_3 устанавливается в 32%. Имеются ограничения по содержанию SiO_2 , CaO и Fe_2O_3 . Обычно такие руды богаты глиноземом и имеют состав алюмохромита или хромшкотита.

В химической промышленности используются руды с содержанием Cr_2O_3 в 34-37% при минимальном содержании SiO_2 и Al_2O_3 .

Месторождения высокосортных хромитов, пригодных для получения феррохрома, встречаются крайне редко. Почти все промышленно развитые капиталистические страны вынуждены ввозить это ценнейшее полезное ископаемое из зависимых менее развитых стран. Поэтому промышленными считаются месторождения с запасами всего в несколько десятков тысяч тонн, а месторождения, содержащие миллионы тонн руды, считаются крупными. Практически ценными являются месторождения огнеупорных хромитов с запасами в 200-300 тыс. тонн.

Общие запасы хромитов в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 1 450 млн. т. Наиболее значительные запасы металлургических руд сосредоточены в Родезии (550 млн. т. при содержании Cr_2O_3 в 45-50%), Турции (60 млн. т., Cr_2O_3 - 50-52%), Иране, Югославии и Албании. Несольшие по запасам месторождения высококачественных руд известны в Новой Каледонии, Пакистане, Японии и на Кубе. Крупные запасы огнеупорных руд сосредоточены в САР (600 млн. т.) и на Филиппинах (20 млн. т.). Известны они в Индии и Шриландине.

Общая добыча хромитов в капиталистических странах в 1971 г. составила 0,4 млн. т., из них руды с содержанием Cr_2O_3 в 44-56% - около 3 млн. т. На первом месте по добыче находится САР (1,6 млн. т.), затем Турция (0,6 млн. т.), Филиппины (0,4 млн. т.). Несмотря на запрещение импорта хромитов из Родезии, установленное ООН в 1966 г., добыча хромитов там продолжается в значительных масштабах (примерно 0,5 млн. т.).

СССР занимает первое место по запасам и добыче хромитовых руд. Наиболее крупные месторождения в СССР расположены

в Кемпирсайской зоне Урала, протягивающейся вдоль всего Урала на расстоянии более 2000 км. Месторождения хромитов с небольшими запасами известны на Кавказе, в Казахстане, Алтае-Саянской области и на Камчатке.

Отчетливо выделяются три металлогенические эпохи формирования хромитовых месторождений: докембрийская (Ю.Африка), палеозойская (Урал) и кайнозойская (Турция и Филиппины).

ГЕОХИМИЯ ХРОМА

Хотя хром относится к элементам семейства железа (табл.2), у которых внешняя оболочка атома (d), определяющая химические свойства элементов, остается одинаковой, геохимическая его история оказывается несколько иной, чем у железа, титана и марганца. В природных условиях известны трех- и шестивалентные соединения хрома. Минералы с шестивалентным хромом весьма неустойчивы, пользуются незначительным распространением и образуются только в экзогенных условиях в резко окислительной обстановке и при высоких значениях pH. Самые 99% общего количества хрома, содержащегося в земной коре, входит в состав кислородных соединений, поэтому хром относится к литофильным элементам, хотя при наличии серы в восстановительной среде может проявлять и халькофильные свойства. Основная масса хрома, в отличие от железа и марганца, находится в земной коре в виде самостоятельных минералов - хромшпинелей. В виде изоморфной примеси в железомagneзиальных силикатах магматических пород он присутствует в незначительных количествах (хром-оливин до 0,6%). Условия для вхождения хрома в кристаллическую решетку силикатов оказываются более благоприятными при метасоматических процессах, когда образуются хром-турмалин (до 14% Cr_2O_3), хром-эпидот (до 10% Cr_2O_3), хром-диопсид (до 7% Cr_2O_3), хромовый хлорит, гранат, слюды.

Среднее содержание хрома в земной коре составляет 0,035%. Из магматических пород наиболее высокое содержание хрома имеет место в дунитах - 0,33% (до 3-4%) и перидотитах - 0,28%. С увеличением количества SiO_2 содержание его резко уменьшается в основных породах равно 0,03%, а в гранитах - всего 0,0025%. В осадочных породах хром в виде тонкодисперсных хромшпинелидов присутствует в сланцах (0,01-0,04%) и менее в песчаниках -

ках (0,0001-0,001%).

В ультраосновных породах основная масса хрома присутствует в виде аксессуарных хромшпинелей. В дуинитах, состоящих на 98-99% из оливина (Fa 8-9) и 1-2% хромшпинели, на долю хрома, входящего в решетку оливина (0,01% Cr), приходится 3-5% его общего количества. Однако в гарцбургитах уже около 30-40% хрома находится в кристаллической решетке энстатита (0,33% Cr). Незначительная часть хрома образует промышленные скопления, при этом рудообразующие хромшпинели содержат больше Cr и Mg и меньше Al и Fe²⁺, чем аксессуарные хромшпинели. В некоторых случаях хромшпинели содержат изоморфную примесь металлов группы Pt, Zn, Bi, Co, Ti и V. Содержание FeO больше в аксессуарных хромшпинелях, чем в рудообразующих, а в последних нередко уменьшается с увеличением размеров рудных тел. Отмечается прямая зависимость в содержании железа в хромшпинелях и сосуществующем оливине. Железистость оливинов и хромшпинелей увеличивается с возрастанием общей кремнекислотности магматических пород. Наиболее высокохромистыми оказываются хромшпинели с глубоких горизонтов массивов, где исходные силикатные расплавы содержали меньше алюминия. По данным И.А.Малахова (1971), в хромитоносных массивах с аксессуарными хромшпинелями распределение хрома соответствует нормальному закону, а в хромитоносных - приближается к логарифмически нормальному. Для хромитоносных массивов характерно увеличение среднего содержания Cr₂O₃, редкое возрастание дисперсии и асимметрии и повышение величины коэффициента вариации (с 30% до 50% и более). В хромитоносных интрузивах отмечается повышенное содержание Cr, V, Ti, Bi, Co, иногда Cr и Zn. При приближении к рудным телам содержание их увеличивается в 3-5 раз.

Время кристаллизации хромшпинелей зависит от содержания летучих в расплаве, с которыми хром, вероятно, образует комплексные соединения. Летучие препятствуют выпадению хромшпинелей из расплава в твердую фазу. О возможном участии летучих в образовании промышленных концентраций хромитовых руд свидетельствует присутствие близ рудных тел содержащих гидроксидную группу минералов, наличие натрия и нередко ивентильного водорода. На участие водорода в образовании хромитовых руд обратил внимание еще А.Г.Бетехтин (1941), который отметил, что в качестве летучих компонентов ультраосновных

расплавов могли участвовать В, С, Р, но преимущественно газы и, прежде всего, водород, который входит в состав некоторых минералов в качестве гидроксильной группы и частью выделяется в самородном состоянии в мигматитовых пустотах и первичных порах внутри рудных тел. Нередко отмечается усиление степени серпентинизации близ рудных тел. Приуроченность пооднемагматических месторождений хромшпинелидов к серпентинизированным массивам гипербазитов дает основание предполагать наличие в материнских расплавах водорода и воды. В раннемагматических месторождениях серпентинизация проявляется обычно слабо. Нередко наблюдаемое близ густо-вкрапленных и сплошных руд осветление ультраосновных пород также свидетельствует об участии воды в образовании пооднемагматических месторождений хромитов.

В отличие от ильменит-магнетитовых месторождений, при образовании хромитовых месторождений хромшпинели из обособившегося остаточного расплава выпадают в твердую фазу до окончания кристаллизации оливина и пироксенов. Остаточный рудный расплав содержит не только соединения хрома, летучие, но и силикатные компоненты. Некоторые геологи допускают возможность диквации ультраосновного расплава с обособлением капелек хромшпинелей, приводя в качестве доказательства нодулярные и леопардовые текстуры руд. В первых из них мелкие почки-нодулы хромита округлой и овальной формы заключены в массе серпентинизированного дунита, во вторых - внутренняя часть нодулей сложена серпентинизированным дунитом, а окаймляющее кольцо - хромшпинелью.

Таким образом, состав руд, их качество, характер текстур и структур руд, форма рудных тел и содержание хрома в них зависят в основном от петрохимических особенностей первичных магматических расплавов. Высокохромистые руды связаны с дунитами дунит-гарцбургитовой формации, реже с дунитами дунит-пироксенитовой формации. Это пооднемагматические месторождения геосинклиналей. В гарцбургитах перидотитовой формации базальтоидного происхождения встречаются лишь низкохромистые и высокоглиноземистые руды. Иногда это раннемагматические концентрации. Как считает Н.В.Павлов (1971), распределение Mg и Fe между оливином и хромшпинелями свидетельствует о том, что при кристаллизации расплавов создавались условия, близкие к равновесным. Различный ми-

нералогический состав пород в интрузиве при различном химическом составе слагающих их минералов обусловлен, по мнению Н.В. Павлова, не кристаллизационной дифференциацией силикатных расплавов в камере плутона, а изначальной гетерогенностью состава магм, которая возникла на более ранних этапах магмообразования до поступления ультраосновного материала в камеру плутона.

В постмагматическом процессе хром оказывается слабо подвижным и не образует скоплений. Под воздействием постмагматических пневматолито-гидротермальных растворов происходит выщелачивание хрома из энстатита и локальная миграция с образованием хромсодержащих силикатов (хром-турмалин, хром-эпидот; хром-диопсид, уваровит, кеммерерит, родохром, марипозит, фуксит и другие). Особенно интенсивно образование фуксита идет при лиственитизации.

Вывос хрома из хромшпинелей имеет место при метаморфизме хромшпинелей: при интенсивном метаморфизме по ним образуются псевдоморфозы магнетита.

В коре выветривания хром мало подвижен и мигрирует в основном в виде взвесей. Благодаря исключительной химической стойкости хромшпинелей, они могут накапливаться в элювиальных, делювиальных и аллювиальных россыпях. В этих россыпях зерна хромшпинелей наблюдаются вместе с магнетитом, гранатами, оливином, пироксенами, минералами платины.

За счет рассеянного в пироксенах и других силикатах хрома может происходить образование волконскоита - хромалюмосиликата из группы галлуазита. Он наблюдается в виде пропластков, линз, стяжений, прожилков и цемента в песчаниках. Образование его вероятнее всего связано с циркуляцией грунтовых вод, что свидетельствует о возможности миграции хрома в растворенной форме. Переходу в раствор хрома способствует окислительная среда, когда Cr^{3+} переходит в Cr^{6+} и образуются анионы типа CrO_4^{2-} , поведение которых сходно с поведением PO_4^{3-} или VO_4^{3-} . В зоне окисления сульфидных месторождений также происходит образование ионов шестивалентного хрома с $Eh = 0,35A^0$ и ионным потенциалом 11,5. При изменении pH и Eh происходит образование разнообразных хроматов - крокоита, вокеденита, беллита и других.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТОВ

Все месторождения хромитов являются магматическими и рудные тела в них не выходят за пределы материнских интрузивов. Вместе с тем по условиям залегания рудных тел и качеству руд месторождения хромитов оказываются равнообразными. Одна из первых генетических классификаций хромитовых месторождений предложена А.Г.Бетехтиным (1941). Самой последней является классификация Н.В.Павлова (1973), в основу которой положен характер магматических формаций и субформаций, к которым приурочены месторождения. Наиболее детальной надо считать классификацию Г.А.Соколова (1948), выделяющего протоматматические, гистероматматические, автоматматические и гетероматматические типы месторождений с многочисленными подтипами.

Описание месторождений хромитов нами дается по следующей схеме:

А. Раннемагматические месторождения платформ (сегрегационные).

Б. Позднемагматические месторождения геосинклинальных областей (гистероматматические).

1. Гетероматматические перидотитовой формации.

П. Инъекционные габбро-норит-гарцбургитовой формации.

В. Остаточные месторождения выветривания.

РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМ (сегрегационные)

Весьма своеобразными являются месторождения хромитов древних платформ. Они приурочены к резко дифференцированным и псевдостратифицированным долопитам (Бушвельд, Стилдуотер) или мощным телам плитообразной формы (Великая Дайка). Силикатные расплавы внедрились по разломам в фундаменте и кристаллизовались среди пологих слоистых фолд в спокойной тектонической обстановке. Г.Енейдерхен полагает, что составляющие таких расслоенных массивов возникли на последовательно внедрявшихся друг в друга вязких расплавах, прежде дифференцированных на глубине,

а затем на месте подвергавшихся дальнейшему разделению под влиянием сил гравитации. Оруденение тяготеет к горизонтам пироксенитов, перидотитов и перитов, иногда к дунитам и гарцбургитам.

Тела хромитов имеют пластообразную форму, весьма выдержанную мощность и залегание, прослеживаются на значительное расстояние. Мощность многочисленных рудных прослоев колеблется от 2 см до 2,5 м, а между ними располагаются примерно такой же мощности прослои пироксенитов, анортоситов, дунитов, гарцбургитов. Рудные прослои мощностью всего в 2,5 см прослеживаются без перерыва на несколько километров. Вместе с тем иногда рудные тела разветвляются на параллельные близко расположенные пласты и имеет место переход рудного тела на одного горизонта стратифицированных пород в другой.

Текстура руд вкрапленная, массивная, пятнистая. Состав руд меняется от высококачественных магнохромитовых в дунитах и гарцбургитах до низкокачественных алюмохромитовых и хромшкотитовых в норитах, анортоситах и пироксенитах. Главная масса запасов приходится на руды невысокого качества с отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ менее 2,5.

Месторождения данного типа известны в Южной Африке, в Трансваале, где выделяется два хромитоносных пояса: Лиденбургский длиной 112 км и Рустенбургский длиной 160 км.

В СССР в раннемагматических некоторые авторы относят рудопроявления и мелкие месторождения Урала типа Ключевского, в которых наблюдаются шпалы вкрапленных руд в дунитах. Эти месторождения имеют больше общих черт с позднемагматическими.

Месторождения Бушвельдского допояса

Основные запасы руд сосредоточены в Восточном перитовом поясе, в критической зоне (рис.33). Критическая зона разделена на нижнюю пироксенитовую и верхнюю анортоситовую серии. Каждая серия делится на горизонты длиной в несколько десятков километров. Наибольшее экономическое значение имеет Стиллпортский пласт мощностью в 105-120 см, прослеженный почти на 90 км. Его запасы оценива-

ются в 500 млн.л. (Камерон и Десборо, 1973). Всего в этой нижней наиболее дифференцированной зоне насчитывается до

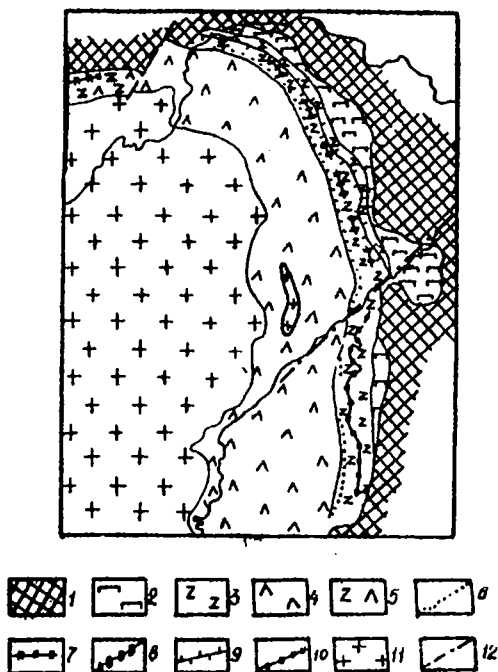


Рис.34. Схема геологического строения восточной части Бушвельдского комплекса, DAB (по Ю.Н.Камерону, Дж.А.Десборо, 1973):

1-Метаморфические породы фундамента; 2-переходная и нижняя зоны (бронзититы, гарцбургиты, дуниты, анортовитовые нориты, нориты); 3-критическая зона (габоро, нориты, дуниты, анортовиты, пироксениты и др.); 4-главная норитовая зона (нориты, анортовиты); 5-нерасчлененные породы; 6-сульфидные медно-никелевые руды рифов Меренского; 7-хромитовые пласты западного сектора; 8-хромитовые пласты в анортовитовой серии; 9-стилпортский хромитовый пласт (центральный сектор); 10-главная хромитовая субзона (южный сектор); 11-граниты и связанные с ними породы; 12-разрывные нарушения.

28 пластобразных тел и линз мощностью от 25 см до 4 м. Главные рудные горизонты (2-3) находятся на расстоянии 22-150 м, между менее мощными слоями расстояние снижается до нескольких сантиметров. Чаще всего рудные "слои" разделены бронзитом, иногда норитом, реже дунитом или анортзитом. В ряде случаев наблюдается повторяющееся чередование: хромит-бронзитит-анортзитовый норит. Хромит и магнетит взаимно исключают друг друга.

Контакты рудных тел чаще резкие, реже постепенные. Руды массивные, пятнистые, вкрапленные. В рудах части зерна и агрегаты энстатита.

Сложены руды в основном хромпикотитом. В рудах Стильпортского пласта содержание (в вес. %): $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 44,32$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,06$, $\text{FeO}_{\text{обд.}} = 24,63$, $\text{MgO} = 11,22$, $\text{Cr:Fe} = 1,66$, $\text{Mg:Fe} = 0,34$.

Месторождения Великой дайки

В Ю.Родезии докембрийские породы разбиты многочисленными разломами глубокого заложения. К одному из них приурочена пластобразной формы интрузия основных-ультраосновных пород длиной 560 км при видимой мощности от 3,2 до 12,9 км. Это тело образует пологую псевдогеосинклинальную структуру с резко выраженной псевдостратификацией слагающих ее пород: центр слагают нориты, а крылья-подстилающие их перидотиты, дуниты, пироксениты и гарцбургиты. "Слои" хромитов имеют мощность 10-25 см и приурочены к перемежающимся "слоям" дунитов, гарцбургитов и пироксенитов лежачего бока. Руды массивные и вкрапленные, сложены хромпикотитом. Содержание Cr_2O_3 равно 48%. Широко распространены элювиальные россыпи, из которых получают концентрат с содержанием до 55% Cr_2O_3 .

Б. ПОЗДЕМАГМАТИЧЕСКИЕ (ГИСТЕРОМАГМАТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Главная масса хромитовых месторождений приурочена к интрузивным массивам начальных и ранних этапов развития геосинклиналей. Наиболее хромитоносные интрузивы имеют обычно большие размеры и размещаются в зонах сочленения структурно-формационных зон первого порядка. Именно в этих участках эвгеосинклиналей возникают долгоживущие разломы глубокого заложения, проникающие в мантию. Менее перспективными оказываются интрузивные массивы, расположенные на сопряжении структур второго и третьего порядка в пределах поднятий и в приосевых частях структур второго порядка. Характеристика гистеромагматических месторождений дается по Н.В.Павлову (1975).

По форме хромитоносные массивы большей частью представляют собой лакколитообразные конкордантные тела или согласные моноклиналильные залежи, часто расчлененные на блоки. В ряде хромитоносных массивов установлена зональность в распределении различных разновидностей пород. Наиболее продуктивные дуниты и гарцбургиты обычно лежат глубже, нежели более кислые лерцоциты и широксениты. Близ подводящего канала располагаются более основные, равности богатых магнием пород, по мере удаления от него сменяющиеся более кислыми, содержащими кальций и глинозем.

Рудные тела имеют форму резко уплощенных или удлиненных линз или шпир при четких и резких контактах с вмещающими породами. Реже наблюдаются хилообразные, столбообразные и гнездообразные тела сложной формы.

Наиболее важные в промышленном отношении высококачественные хромитовые руды приурочены к дунит-гарцбургитовому полосчатому комплексу, где дуниты и гарцбургиты перемежаются между собой в форме псевдослоев и резко уплощенных шпиров различной мощности (от нескольких до 100 м и более). В таких полосчатых комплексах хромитовые линзы и уплощенные шпир приурочены чаще всего к обособленным дунитов и согласны с их падением и простиранием. Размеры рудных тел здесь достигают 1,5-2 км по простиранию при мощности от 25 до 180 м. В некоторых месторождениях насчитывается до нескольких десятков кулисообразно расположенных линз с

общим склонением и падением. Контакты руд с вмещающими дунитами резкие, отдельные линзы дают небольшие ответвления отлобообразных и трубообразных тел. Рудные тела нередко сопровождаются зонами сульфидной вкрапленности.

Среди троктолитов и гарцбургитов рудные тела хромитов окружены маломощной оторочкой дунитов или верлитов, бедных моноклинным пироксеном. Размеры таких тел меньше - от нескольких до первых сотен метров. В гарцбургитах габоро-норит-гарцбургитовой формации базальтоидного происхождения встречаются лишь низкохромистые и высокоглиноземистые руды.

В промышленных крупных телах главная масса руд представлена густовкрапленными крупно- и среднезернистыми разностями. Среди них в форме шпиров различной величины обособляются крупнозернистые руды. По периферии и на выклинивании рудных тел в разных соотношениях встречаются вкрапленные, убоговкрапленные, редко сплошные грубо-, средне-, мелко- и тонкозернистые руды. Характерно наличие нодулярных текстур. Рудообразующие хромшпинели внешних зон несколько более железисты и глиноземисты по сравнению с хромшпинелями внутренних частей. Нередко в рудах проявляется полосчатость. Руды в дунитовых обособлениях сложены обычно магнхромитом, реже хромпикотитом. В перидотитах более распространены алохромит и менее хромпикотит.

Н.В.Павлов (1975) доказывает, что образование гипербазитов и рудных тел связано с поступлением вещества в земную кору из мантии, причем это вещество было жидким с некоторым количеством твердой фазы. Поступление расплава могло быть одноактным или многофазным. В некоторых случаях расплав был гетерогенным с перемежаемостью потоков и струй разного состава. Кристаллизация магнезиально-силикатного магматического расплава происходила в процессе и после его внедрения. В дунитах вначале кристаллизуется оливин, затем происходит совместное осаждение оливина и хромшпинелида. В гарцбургитах первыми выделяются крупнозернистые оливины, затем пироксены первого семейства, далее оливин и пироксен второго семейства и в заключение - хромшпинелид. Образование нодулярных руд связывается с локальной ликвидацией рудного расплава на две жидкости - рудную и силикатную.

Нередко сформированные хромитовые обособления подвергались своеобразному будинированию, растаскивались на не-

сколько изолированных залежей или сминались в складки. Вмещающие гипербазиты обычно в той или иной степени серпентинизированы.

1. ГЕТЕРОМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРИДОТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Термин "гетеромагматические" предложен Г.А.Соколовым (1948) для месторождений, рудное вещество которых инъецировано из ниже расположенных зон. К этому подтипу следует относить смешанные син- и эпигенетические залежи хромитов, образовавшиеся из остаточных расплавов со средней до высокой концентрацией рудообразующих компонентов. К гетеромагматическим эти месторождения относятся и потому, что массивы гипербазитов, в которых размещены залежи хромитов, оказываются чаще всего многофазными, а сами рудные залежи формировались на разных стадиях становления интрузива и отличаются по составу и текстурно-структурным признакам. Наиболее значительные по запасам месторождения хромитовых руд приурочены к массивам дунит-троктолит-гарцбургитовой суоформации (Донские месторождения Кемпирсайского массива, месторождения Шоржинского массива Малого Кавказа). Меньших размеров месторождения связаны с массивами дунит-гарцбургитовой формации (Халиловский, Аккарганский массивы на Ю.Урале, Ключевской на Среднем Урале, Войкар-Смьинский на Северном Урале, Гайдаринский в Закавказье). Более низкого качества руды месторождений небольшого масштаба известны в массивах дунит-лерцолит-гарцбургитовой и собственно гарцбургитовой формаций.

М е с т о р о ж д е н и я . К е м п и р с а й с к о г о м а с с и в а

Характеристика массива и месторождений дается по Н.В.Павлову и И.И.Григорьевой (1974). Хромитоносный Кемпирсайский массив расположен на юге Урала, в Актобинской области Казахской ССР и приурочен к восточному крылу южного продолжения Уралтауского мегаантиклинория на стыке последнего с Магнитогорским синклинорием, отделяясь от пос -

ледного глубинным разломом. Залегает массив метаморфизмично между отложениями докембрия и ордовика. Внедрение интрузива происходило в одну из поздних фаз каледонской эпохи складчатости (B-D).

Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 82 км согласно с простиранием разлома (рис.36). Ширина массива увеличивается с 0,6 км на севере до 31,6 км на юге. Общая площадь массива 920 км². Массив неоднороден по строению и условиям залегания. Особенно отличаются северная и южная его части. В северной части отмечается моноклинально падающее на запад под углом 40-60° тело, согласное со сланцеватостью верхнепротерозойских отложений в вышнем и ордовикских пород в лежачем боку. Мощность интрузивной залежи здесь достигает 2,5 км и обычно равна 1-1,5 км. В южной половине массив имеет форму лакколита, залегающего между породами докембрия и нижнего палеозоя. Мощность массива здесь составляет 4-5 км, а по некоторым данным достигает в юго-восточной части 16 км.

Под юго-восточной и северной частями массива выявлены подводящие каналы, уходящие под структуру Магнитогорского синклиория. На юго-востоке ширина канала достигает 2-3 км, а длина - 13 км.

Массив сложен в основной своей массе перидотитами, среди которых преобладают гарцбургиты (полосчатые и порфириовидные). Менее распространены лерцоциты, амфиболовые перидотиты, верлиты. Развита также дуниты, пироксеновые дуниты, оливиниты, троктолиты, хромитовые дуниты. Все породы серпентинизированы (10-100%).

Установлено зональное, параллельное кровле расположение типов пород: сверху и на периферии размещаются перидотиты порфириовидного облика, затем следует гарцбургитовая зона с дунитами и лерцоцитами, а ниже - во внутренней зоне преимущественным развитием пользуются дуниты с подчиненными шширами гарцбургитов и лерцоцитов.

Основная масса дунитов сосредоточена в юго-восточной части массива, где выявлены куполовидные сводовые поднятия. Характерна перемежаемость полос и шшир дунитов и перидотитов, линейность пироксенов и аксессуарных хромшпинелий в оливиновой массе. Оливин дунитов и гарцбургитов отличается весьма высокой магнетизмностью ($\mu = 9,2-11,2$). Аксессуарные хромшпинелиды большей частью низкохромисты, с

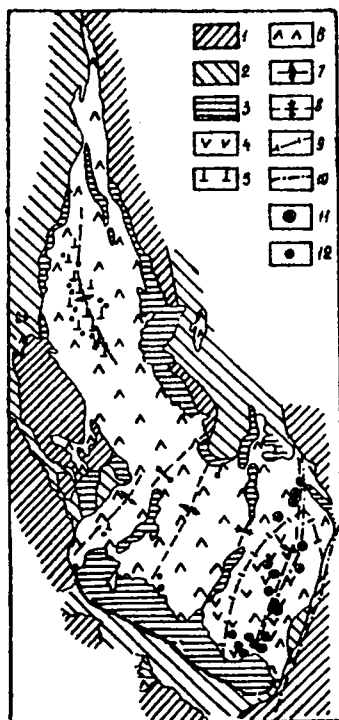


Рис.35. Схема геологического строения Кемпирсайского массива (по Н.В.Павлову и И.И.Григорьевой, 1973) :

Вмещающие отложения. 1-девонские, силурийские и ордовикские; 2-протерозойские; 3-габбро-амфиболиты. Интрузивные породы: 4-серпентинизированные гарцбургиты с максимальным насыщением дунитами; 5-серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шпоро-полосчатый комплекс; 6-серпентинизированные горизонты; 7-оси сводовых поднятий в массиве; 8-оси изометрических опусканий; 9-контур проекции подводщего канала; 10-тектонические нарушения; 11-месторождения высокохромистых руд; 12-месторождения низкохромистых руд.

высоким содержанием алюминия и железа. Дайконовые породы весьма разнообразны, но наибольшим развитием пользуются габбро-диабазы. Хромитовые рудные тела известны в северной и южной частях массива и располагаются они на равной глубине от поверхности. Оруденение подчинено расположению сводовых поднятий в интрузиве. Выявлено около 160 месторождений и рудопроявлений, объединяемых в четыре рудных поля.

Рудные тела в зоне сопряжения троктолитов с порфиритовидными гарцбургитами имеют небольшие размеры и содержат руды низкого качества. В полях директивных гарцбургитов с обособлениями шпиров дунитов рудные тела крупнее, но отличаются низким качеством руд вследствие высокого содержания глинозема в хромшпинелях.

Все промышленные месторождения высокосортных хромитовых руд сосредоточены в Юго-Восточном поднятии в пределах Главного рудного поля (Донские месторождения), где выделяются Западная и Восточная зоны развития крупных дунитовых обособлений в перидотитах. Зоны протягиваются на 22 км в субмеридиональном направлении. В этом же направлении ориентированы и рудные залежи, имеющие пластинчатую или линзовидную форму и длину по простиранию от нескольких десятков метров до полутора километров при мощности от нескольких до 150 м. Встречаются жилкообразные рудные тела и реже шпироподобные обособления. Руды есть на поверхности, но основные запасы сосредоточены на глубине (до 1500 и более метров). Хромитовые тела разделены маломощными обособлениями дунитов и реже шпроксовых дунитов и перидотитов. Рудные тела разбиты нарушениями на отдельные блоки, иногда перемещенные на расстояние до 300 м. Рудные тела залегают преимущественно в дунитах, контакты их резкие. В крупных и мощных залежах наблюдается грубая перемекаемость вкрапленных и густовкрапленных средне- и грубоверных руд, по периферии рудных тел пользуются развитием мелкозернистых руд и менее нодулярные. Наиболее развиты разном- и крупнозернистые руды с величиной зерен 1-2 и 3-4 мм.

Первичные руды сложены существенно магнохромитом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 60-65\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6-10\%$, $\text{Mg}:\text{FeO}$ мол. = 1,38-2,72) и оливином. Реже встречается хромпикотит. В небольшом количестве присутствуют вторичные минералы: хромдиопсид, хроммак-

тинолит, уваровит, хромовые хлориты, сульфиды Fe, Cu и Ni. Оливин почти полностью серпентинизирован. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах равно 49,05% и достигает в сплошных рудах 58-59%. Среднее содержание FeO - 12,5% и снижается во вкрапленных рудах до 10%. Отношение $CrO_3:FeO$ чаще всего больше 4 и достигает 6 (среднее 4,6).

Вопросы генезиса Кемпирсайских месторождений детально рассмотрены Н.В.Павловым (1971). Существенно жидкая гарцбургитовая магма, проникнув через глубинный подводный канал, выполнила камеру в нижнепалеозойских породах. Магма по составу была относительно однородной и лишь во фронтальной части, вследствие взаимодействия с вмещающими породами, обогатилась SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочами. Присутствовали в магме H_2O , CO_2 и другие летучие. Кристаллизация магмы происходила от периферии к центру. Сначала кристаллизовались зоны, обогащенные SiO_2 , Al_2O_3 , с образованием троктолитов и гарцбургитов, богатых ромбическим пироксеном. В троктолитах сначала выделялся оливин с акцессорным хромитом, а затем основной плагиоклаз. В гарцбургитах оливин также выделялся первым и далее совместно с ним и позже - ромбический пироксен. На самых поздних этапах кристаллизовался акцессорный хромшпинелид.

По мере кристаллизации жидкая фаза магматического расплава обогащалась летучими компонентами, с которыми, возможно, в форме сложных комплексных соединений связывалась часть Cr, Al и Fe. В результате такой эволюции магмы возникал остаточный рудно-силикатный расплав, за счет которого образовались месторождения в гарцбургитах и в зоне их сопряжения с троктолитами. Кристаллизация рудного расплава шла на месте его возникновения под ориентированным давлением и без больших перемещений. Рудные зоны Главного рудного поля имеют эпигенетический характер по отношению к гарцбургитам. В формировании его участвовал расплав, до полного и только инъецировавший в значительной мере консолидированные гарцбургиты. Вероятно, вначале поступали порции магмы дунитового состава, которая при взаимодействии с гарцбургитами образовала сложный дунит-гарцбургитовый комплекс пород, а затем внедрялся рудно-силикатный расплав, насыщенный летучими. Под его воздействием образовались дуниты и пироксеновые дуниты метасома-

тического происхождения, имела место обильная пироксенизация с образованием вермитов и перцолитов, а также жил и прожилков пироксенитов. Под воздействием летучих в этом комплексе образовались и сульфидоносные дуниты.

Магматическая стадия кристаллизации руд сменилась высокотемпературной гидротермальной стадией с образованием хромдиопсидовых, хромактинолитовых жил и прожилков с последующей серпентинизацией, хлоритизацией и бруситизацией вмещающих пород и силикатов руд.

Значительная часть руд характеризуется почти одновременной кристаллизацией хромшпинелидов и оливина.

Почти всегда рудные скопления имеют участки нодулярного сложения, что свидетельствует о процессах ликвации с образованием существенно силикатного и существенно окисного несмешивающихся расплавов.

П. ИНЪЕКЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГАББРО-НОРИТ-ГАРЦБУРГОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения данного подтипа известны только во внешнем гипербазитовом поясе западного склона Среднего Урала, где обнажаются Северный и Юный Сарановские и Тесовский хромитоносные массивы. Небольшие по площади Сарановские массивы обладают значительными запасами огнеупорных хромитовых руд. Главное Сарановское месторождение разрабатывается.

САРАНОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Описание его приводится по данным Н.В.Павлова и И.И.Григорьевой (1974). Расположено в 60 км к СВ от г.Кувша в Пермской области.

Гипербазитовые массивы расположены в области южного периклинального замыкания антиклинали и приурочены к тектонической зоне глубокого заложения, проникающей в протерозойский фундамент. Вмещающими массивы породами являются кварцслюдяные сланцы ванда (рис.36). Внедрение массива произошло в нижнем силуре. Северный Сарановский массив протягивается

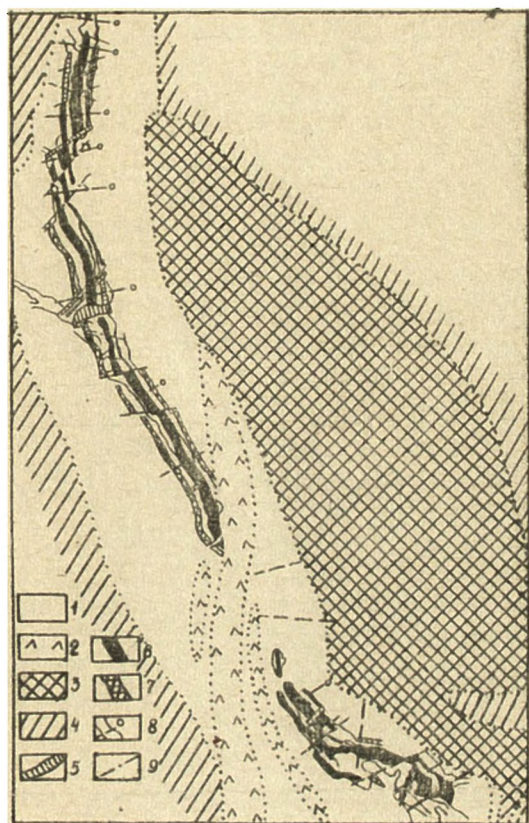


Рис.36. Схема геологического строения Главного Сарановского месторождения (по И.А.Зимину) :

1-серпентиниты; 2-габбро-диабазы; 3-диориты(?)
 4-кварцево-сланцевые сланцы; 5-тремолит-хлоритовые породы; 6,7-жилы хромита; 8-борта разрывов и буровые скважины; 9-сдвиги и сдвиго-сбросы.

на поверхности на 1800 м и в северном направлении погружается на глубину. Максимальная ширина массива около 200 м. Состав его серпентинит-габбровый. В 1 км к югу на поверхность выходит Южно-Сарановский массив, несколько меньших размеров.

Северный Сарановский массив, в котором размещено Главное Сарановское месторождение, представляет собой моноклинальное согласное тело, круто падающее на восток. На глубине залегание становится пологим ($40-30^{\circ}$) и основное тело интрузива, вероятно, располагается в синклиналий структуре (рис.37).

Перидотиты и габбро-нориты слагают единое интрузивное тело, рассеченное дайками габбро-диабазов. Переход от перидотитов к вышележащим габбро-норитам резкий. Отмечается чередование параллельно ориентированных полос гарцургитовых серпентинитов с гипидиоморфнозернистой структурой и полос таких же по составу пород с пойкилитовой структурой.

Рудоносная зона шириной 40-45 м включает три субпараллельных жилгодобных рудных тела, согласных с полосчатостью массива. Центральное тело имеет длину 1200 м при мощности от 3,5 до 22 м (средняя 11 м). С глубиной мощность рудных тел увеличивается. Руды массивные густовкрапленные, равнозернистые, нередко полосчатые. Послерудными тектоническими нарушениями рудные тела разбиты на систему блоков. Околорудные перидотиты содержат обильную вкрапленность хромшпинелидов (до 25% и более).

Руды сложены хромпикотитом, алюмохромитом, ферралюмохромитом. Содержание в них (в вес. %) $Cr_2O_3 = 44-47$, $Al_2O_3 = 18-19$, $Fe_2O_3 = 5-7$, $FeO = 14-17$, $MgO = 12-13$. Характерно несколько повышенное содержание титана и ванадия. Акцессорные хромшпинелиды содержат больше железа и меньше магния и алюминия. Из нерудных минералов присутствуют серпентин и в небольших количествах тальк, хлорит, карбонаты.

Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах Центрального тела равно 38,68% $Cr_2O_3:FeO = 2,09$.

Запасы оцениваются в 20 млн.т.

Установить следующий порядок кристаллизации минералов: один-акцессорный хромшпинелид-хромшпинелид массивных руд-пироксен. Форма рудных тел, характер контактов, состав и текстурно-структурные особенности руд Сарановского месторождения свидетельствуют о внедрении и перемещении кристаллизировавшегося

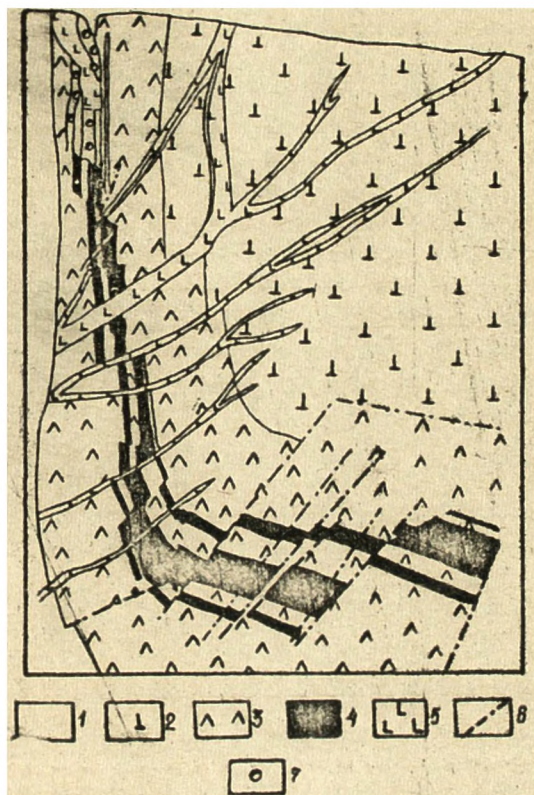


Рис.37. Геологический разрез Главного Сарановского месторождения (по Н.В.Павлову и И.И.Григорьевой, 1973):
 1-кристаллические сланцы; 2-габбро и габбро-нориты;
 3-перидотиты; 4-хромитовые руды; 5-габбро-диабазы,
 порфириты и другие жильные породы; 6-тектонические
 нарушения; 7-горные выработки.

расплава по приоткрывающимся тектоническим трещинам в уже заметно консолидированных перидотитах.

АЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Россыпи хромитов формируются при выветривании ультраосновных массивов, содержащих скопления хромшпинелидов. В элювиальных россыпях отмечается концентрация зерен и обломков хромита среди рыхлой лимонитовой массы.

В пределах крупных магматических месторождений хромитов нередко промышленными оказываются делювиальные россыпи валунчатых руд. Для них характерна плохая сортировка обломков с резко меняющимися размерами (до 0,5 м в поперечнике). Подобные элювиальные и делювиальные россыпи разрабатываются в районе Сарановского месторождения, на Кубе, на Филиппинах, в Новой Каледонии, в ЦАР.

Литература

- Б е т е х т и н А.Г. Шордкийский хромитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. В сб. "Хромиты СССР". Т.1, Изд. АН СССР, 1937.
- Б е т е х т и н А.Г., К р а с н о в с к и й Г.М., Р у д н и А.А., Т а т а р и н о в П.М. Методика поисков, разведок, опробования и подсчета запасов месторождений хромистого железняка. Госгеолиадаг, 1941.
- К а м е р о н Ю.Н., Д е с б о р о Д.А. Хромитовые месторождения восточной части Бушвельдского комплекса. В сб. "Магматич. рудн. месторожд.", "Недра", 1973.
- К о л о т и л о в Л.И., М и л е ц к и й Б.Е. Гипербазиты Казахстана, задачи и методики изучения их хромитоносности. В сб. "Матер. совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты", М., 1971.
- К о р я к и н А.Б. Структуры рудных полей магматических месторождений, "Недра", 1970.
- К р а в ч е н к о Г.Г. Сравнительная характеристика структурных условий формирования хромитовых месторождений платформ и геосинклинальных областей. В сб. "Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений", "Наука", 1973.
- М я л а х о в И.А. Критерии хромитоносности ультраосновных массивов на Урале. В сб. "Матер. совещ. по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты", М., 1971.
- М о с к а л е в а С.В. Гипербазиты и их хромитоносность, "Недра", 1974.
- П а в л о в Н.В., К р а в ч е н к о Г.Г. Ч у п р ы н и н а И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. "Наука", 1968.
- П а в л о в Н.В., Г р и г о р ь е в а И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений, "Наука", 1973.
- П а в л о в Н.В. Хромиты. В сб. "Рудные месторождения СССР". Т.1, "Недра", 1974.
- С о к о л о в Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Труды ИГи АН СССР, вып. 97, Сер. Рудн. местор. (12), 1948.
- С у т у р и н А.Н. - Геохимия хрома и рудоносность гипербазитов. Ежегодник, 1969, Сибирского ин-та геохимии, Иркутск, 1970.
- У ш л е м ь Д.А. Геология Бушвельдского комплекса. В сб. "Магматич. рудн. месторождения", "Недра", 1973.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	
Ж Е Л Е З О	3
ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗА	6
МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	13
Качканарское (16). Кусинское (17). Харловское (19). Месторождение Лако (20). Кирунавара (21).	
КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	23
Ковдорское (24)	
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	26
МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ..	27
Месторождения магнезиально-скарновой формации	29
Тажное (30)	
Месторождения альбит-скаполит-скарновой формации	32
Соколовское (33).	
Месторождения известково-скарновой формации	36
Шерегешское (39).	
Месторождения водно-силикатной формации	42
Абаканское (42).	
МАГНОМАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	46
Ангаро-Илимские (46).	
СИДЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	50
Бакальская группа (50). Карасукское (52).	
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	54
Алтайский железорудный район (55). Сутарское (57).	
ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЗВЕТРИВАНИЯ	59
Едываветинское (60).	
ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЗВЕТРИВАНИЯ ..	61
Березовское (61).	
ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	63

Континентальные осадочные месторождения	64
Лисаковское (65).	
Морские осадочные месторождения	67
Аятский бассейн (67). Западно-Сибирский бассейн (69). Лотарингский бассейн (73). Нижне-Ангарское (74).	
МЕТАМОРФОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	76
Железородный бассейн КМА (78).	
МАРГАНЕЦ	86
ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦА	88
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	94
ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЪВЕТРИВАНИЯ	97
ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	99
Присянский марганцевый район (101).	
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	102
Ов. Пуннус-Ярви (102).	
ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОСАДОЧНО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	103
Ю. Украинский бассейн (104).	
Чиатурское (107). Усинское (109).	
Олдакитское (112).	
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	113
Караджальское рудное поле (115).	
Примитогорская группа (118).	
Дурновское (118). Ир. Нимийское (120).	
ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	120
МЕТАМОРФОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	122
Малый Хинган (123). Индия (124).	
ТИТАН	127
ГЕОХИМИЯ ТИТАНА	129
РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	133
ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	134
Лак-Тхо (136). Цагинский массив (137). Африганда (139).	

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ	138
Стремигородское (140).	
ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	141
Россыпи Индии (143). Самоткан- ское (144). Туганское (145).	
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	146
МЕТАМОРОФЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	147
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	148
ХРОМ	150
ГЕОХИМИЯ ХРОМА	152
РАННЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМ	156
Бушвельдское (157). Великая Я. Дайка (160).	
ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ- НЫХ ОБЛАСТЕЙ	161
Кемпирсайский массив (163).	
Страновское (168).	

БОРИС МАКРОВИЧ ТИШКО

РУДИНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
часть I
ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Редактор Л.С. Могилына

КБ 08279 Подписано к печати 18/8.78
Формат 60x84¹/₁₆. Лумага типографская № 3
Печ. л. 10,9; уч.-изд.л. 9,2; усл. печ.л. 10,1
Заказ ..130 Тираж 500. Цена 92 коп.

Издательство ТГУ, Томск-29, ул. Никитина, 17
Ротапринт ТГУ, Томск-29, ул. Никитина, 17,

