РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

1

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

В ТРЕХ ТОМАХ

РЕДАКТОР
АКАДЕМИК В. И. СМИРНОВ

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

ТОМ 1

2.6 кн

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА 1974

УДК 553.3(47 + 57)

Рудные месторождения СССР. В трех томах. Под общей редакцией акад. В. И. Смирнова. Том 1. М., «Недра», 1974, 328 с.

Монография «Рудные месторождения СССР» составлена коллективом квалифицированных специалистов страны в области геологии рудных полезных ископаемых. В томе 1 содержится описание месторождений железа, марганца, хрома, титана, ванадия и алюминия.

Каждому металлу посвящен отдельный раздел. В его вводной части приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка. В основной части раздела содержатся описания выделенных групп месторождений, иллюстрированные специально подобранными планами и разрезами. В качестве типичных примеров выбраны наиболее представительные и важные объекты. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описание новых типов месторождений целиком построено на оригинальных материалах.

Монография рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением минерально-сырьевой базы страны, а также на студентов высших и средних учебных заведений.

Таблиц 36, иллюстраций 135, списки литературы — 191 название.

АВТОРЫ

Л. Ф. Борисенко
М. Б. Бородаевская
В. В. Бурков
Т. В. Буткевич
И. М. Варенцов
А. И. Гинзбург
В. М. Григорьев
И. И. Григорьева
А. А. Глазковский
Г. И. Горбунов
Д. И. Горжевский
М. Г. Жариков
Н. П. Заболотная
В. В. Иванов
В. И. Казанский
Г. Р. Кирпаль
Г. А. Крутов
В. А. Кузнецов
К. Ф. Кузнецов
Н. П. Лаверов
Г. П. Луговской
М. П. Материков
В. А. Минцер
В. А. Невский
Н. В. Павлов
Р. В. Панфилов
И. Ф. Пожариский
В. Т. Покалов
Н. Н. Попова
Л. В. Разин
В. П. Рахманов
И. С. Рожков
И. З. Самонов
Ф. Я. Сапрыкин
В. И. Смирнов
Г. А. Соколов
Ф. А. Сысоев
В. А. Теняков
Л. Г. Фельдман
И. В. Чирков
А. Д. Щеглов
О. Е. Юшко-Захарова

Р $\frac{0294-76}{043(01)-74}$ 81—74

© Издательство «Недра», 1974

ОТ РЕДАКТОРА

На территории Советского Союза выявлены месторождения всех металлов, в том числе крупные месторождения, весьма существенные по промышленной ценности. Мы располагаем рудными месторождениями всех генетических разновидностей, формировавшихся во все металлогенические эпохи, среди всех важнейших региональных и локальных геологических структур, способных контролировать возникновение и размещение руд разнообразных металлов.

На площади СССР известны рудные месторождения допалеозойской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской металлогенических эпох. Образования допалеозойского возраста сосредоточены в основании Русской и Сибирской платформ, а также в блоках древнейших формаций складчатых областей всех последующих циклов геологического развития. Для них предложены разные схемы членения на геологические циклы и соответствующие им металлогенические эпохи. Если, не производя такого расчленения, говорить об этом периоде в целом, то ему принадлежат крупнейшие месторождения железных руд, а также достаточно существенные месторождения титана, никеля, меди, цинка, свинца и золота.

Каледонская металлогеническая эпоха, наиболее полно зафиксированная по южному обрамлению Сибирской платформы, в Казахстане и на Урале, представлена хотя и ограниченным, но достаточно важным кругом месторождений железа, меди, цинка, свинца и золота. Герцинская эпоха, отраженная в складчатых областях Сибири, Урала, Казахстана, Средней Азии и Кавказа, отличается разнообразием рудных месторождений, среди которых выделяются месторождения железа, хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, алюминия, меди, цинка, свинца, сурьмы, ртути, олова, вольфрама, молибдена и других редких металлов, золота, платиноидов. Киммерийская и альпийская металлогенические эпохи, полнее всего проявленные на Дальнем Северо-Востоке, Дальнем Востоке, в Забайкалье и на Кавказе, особенно замечательны месторождениями золота и серебра, а также свинца и цинка, олова, вольфрама и молибдена, сурьмы и ртути.

На территории нашей страны установлены рудные месторождения всех стадий геосинклинальных и платформенных этапов геологического развития.

На ранней стадии всех геосинклинальных циклов, особенно в раннюю стадию герцинского цикла, формировались связанные с базальтовым магматизмом магматические месторождения хромитов и титаномагнетитов, скарновые месторождения железа, а также колчеданные руды меди, цинка и свинца. В среднюю стадию геосинклинального этапа, соответствующую периоду главных фаз складчатости и внедрению батолитических масс гранитоидов, образовались пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения олова, вольфрама, лития и бериллия. Заключительная стадия геосинклинальных периодов, переходная к платформенному режиму, отличалась необычайным разнообразием плутоногенных и вулканогенных гидротермальных месторождений цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов.

В стадию платформенной стабилизации в осадках платформенного чехла формировались экзогенные месторождения алюминия, железа, марганца, урана. На стадии резонансной и автономной тектоно-магматической активизации платформ возникали магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, алмазов в кимберлитах, карбонатитовых месторождений редких элементов, гидротермальных образований цветных, редких и благородных металлов.

В Советском Союзе известны рудные месторождения всех трех генетических серий: эндогенной, экзогенной и метаморфогенной.

Среди эндогенных месторождений заметную роль играют образования магматической группы, представленные месторождениями сульфидных медно-никелевых руд восточных и северо-западных районов страны, хромитов и титаномагнетитов Урала, апатитов Кольского полуострова, алмазов Сибири. Пегматиты, широко распространенные во всех рудных провинциях Советского Союза, служат источником неметаллического минерального сырья, но среди них также встречаются и месторождения редких металлов. Карбонатиты, в основном приуроченные к элементам тектоно-магматической активизации Русской и Сибирской платформ, содержат редкие элементы. Среди скарновых различают месторождения железа и меди, связанные с базальтоидным магматизмом, особенно отчетливым на Урале, а также месторождения вольфрама, молибдена, свинца, цинка и некоторых других металлов, обусловленные гранитным магматизмом в складчатых областях Дальнего Востока, Сибири, Казахстана, Средней Азии и Кавказа.

Месторождения группы полевошпатового метасоматоза, так называемые альбититы, известные в древних структурах Украинского и Алданского щитов, а также в апикальных зонах гранитных штоков Казахстана и Забайкалья, содержат промышленные скопления редких металлов. Грейзеновые месторождения, с одной стороны тесно связанные с пегматитами, а, с другой стороны — с альбититами, выделяются по содержанию в них олова и вольфрама. В обширной группе плутоногенных и вулканогенных гидротермальных месторождений, составляющих главную ценность многих рудных провинций СССР, сосредоточены промышленные ресурсы руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Колчеданные месторождения, известные в Казахстане, Средней Азии, на Урале, Кавказе, Рудном Алтае и в других районах, являются важными поставщиками меди, цинка и свинца. Стратиформные месторождения Казахстана, Средней Азии и Сибири столь же существенны для добычи этих же трех металлов.

В экзогенной серии наиболее значительны классические осадочные месторождения железа, марганца и алюминия, известные как на платформах, так и в складчатых областях докембрия, палеозоя и мезо-кайнозоя. В группе месторождений выветривания, включающей как остаточные, так и инфильтрационные образования, заметна роль месторождений железа, никеля, алюминия и урана. В современных и ископаемых россыпях сосредоточены месторождения титана, сохранили свое значение также месторождения золота, платиноидов, вольфрама и олова.

В метаморфогенной серии выделяются метаморфизованные месторождения железистых кварцитов типа Кривого Рога, Курской магнитной аномалии и других районов страны. Среди собственно метаморфических месторождений твердо установленных рудных месторождений нет, хотя некоторые исследователи относят к ним залежи богатых руд железистых кварцитов и некоторые другие.

Таким образом, разнообразие геологического строения территории Советского Союза позволило нашим геологам обнаружить и оценить все многообразие серий, групп и классов месторождений черных, легких, цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Но это не значит, что в их круг входят все разновидности месторождений, известные на нашей планете. Следует выявлять месторождения металлоносных конгломератов типа Южной Африки, ртутные руды типа Северной Африки, латеритные бокситы типа Гвинеи и Австралии, молибден типа Клаймакса в США и вообще находить новые крупные и богатые месторождения всех металлов. Особенности геологического строения территории нашей страны, прогресс теории рудообразования, опыт поисков, разведки и оценки рудных месторождений вселяют в нас уверенность в реальности предстоящих открытий.

Настоящий трехтомник ориентирует на то, чем мы располагаем и чего мы еще не имеем. Основная задача книги — составить представление о наиболее характерных месторождениях главнейших металлов в Советском Союзе. Всего отобрано 28 металлов или их групп, к описанию которых привлечено 42 геолога из числа тех, которые знают их наиболее полно и имеют по отношению к ним сложившиеся убеждения, основанные на долгих годах их личного изучения.

Авторы договорились о примерно общем порядке изложения материала, согласно которому вначале обосновывается группировка месторождений каждого металла, а затем по намеченным группам приводится описание наиболее представительных месторождений. Хотя в основу группировки положена общеизвестная классификация с выделением серий, групп и классов, нашедшая отражение в этом предисловии, авторы не связывались жесткими рамками такой классификации. Наоборот, большинство авторов по-своему варьировали ее в зависимости от особенностей условий формирования месторождений различных металлов, а также индивидуальных подходов авторов к генетической классификации рудных месторождений и практической оценке намечаемых групп, классов, формаций и типов. На особенностях описания месторождений также сказалась индивидуальная манера авторов. Месторождения некоторых металлов описаны с тонкими деталями их геологического положения, строения и состава; месторождения других металлов охарактеризованы скупее и компактнее.

Совершенно естественно редактор настоящей коллективной монографии не считал себя вправе ломать научные принципы авторов, оставляя на их ответственности как подходы к группировке месторождений, так и манеру

их описания. В задачу редактора входило составление общего плана и программы труда, организация подготовки рукописи и иллюстраций, устранение явно выраженных противоречий в материалах глав различных авторов, причесывание научного и литературного стиля в той мере, в какой это возможно для настоящего многоликого труда, и нелегкие хлопоты по утрамбовыванию всего произведения в выделенный для него размер. В связи с последним обстоятельством мы не имели возможности описать все даже наиболее значительные месторождения и ограничились лишь некоторыми из них, в большинстве случаев наиболее типичными.

Мы стремились создать произведение, характеризующее фактическую картину рудных месторождений нашей страны, не ставя перед собой специальной цели обсуждения проблем теоретических и особенно генетических. Однако материал трехтомника представляет основательную базу для самых разных построений в области теории рудообразования.

Выявлению и изучению рудных месторождений Советского Союза мы обязаны большому коллективу наших талантливых геологов. Число лиц, сыгравших ту или иную роль в открытии, разведке, изучении и оценке отдельных месторождений и их групп, столь значительно, что одно их перечисление заняло бы много страниц; только экономии ради их полные списки не приводятся, за исключением тех случаев, когда на отдельных лиц делается конкретная ссылка по тому или иному поводу. По месторождениям любого металла существует грандиозная библиография, привести которую в полном виде мы также не смогли, но каждая глава сопровождается кратким списком основной литературы по месторождениям данного металла.

До сих пор не было примеров составления подобного рода коллективных характеристик рудных месторождений нашей страны. Однако идея подготовки труда такого профиля нашла столь живой положительный отклик в самых широких геологических кругах, что одного этого показалось достаточным, чтобы взять на себя сложный труд по его осуществлению, рассматривая это как первый опыт, нуждающийся в дальнейшем совершенствовании. В его осуществлении нас вдохновляла не только моральная поддержка передовых геологов-рудников, но также и конкретная научно-организационная помощь, особенно основательная со стороны В. Казанского, Н. Лаверова и А. Щеглова.

Мы отдаем себе отчет в недостаточном совершенстве ряда разделов всех трех книг, но вместе с тем мы хотели бы надеяться, что как произведение в целом, так и его частные главы в состоянии сыграть положительную роль в совершенствовании минерально-сырьевой базы металлургии и в прогрессе наших знаний в обширной сфере геологии рудных месторождений.

Академик *В. СМИРНОВ*

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

ГРУППИРОВКА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Железорудные месторождения формируются в различных геологических условиях, что, естественно, ведет и к разнообразию минерального облика железных руд. До сих пор группировка и классификация железорудных месторождений производились по характеру главного рудного минерала, предполагаемым процессам образования, формациям вмещающих пород, локальным геологическим условиям, по связи с региональными тектоническими структурами и др.

В предлагаемой монографии железорудные месторождения разделяются по генетическим группам (магматические, контактово-метасоматические, гидротермальные, осадочные морские и континентальные, месторождения коры выветривания, метаморфизованные), внутри каждой группы по особенностям минерального состава руд и геологического положения выделяются классы или формации. Принадлежность конкретных месторождений железа к той или иной генетической группе в большинстве случаев определяется достаточно определенно. Однако генезис ряда месторождений, в особенности из числа считающихся эндогенными, часто дискуссионен. Это объясняется тем, что некоторые исследователи в месторождениях, обычно относимых по особенностям их геологической позиции и минерализации к группам магматических, скарновых (контактово-метасоматических) или гидротермальных, усматривают первичноосадочное или вулканогенно-осадочное происхождение соответствующих рудных концентраций, которые, по их мнению, впоследствии испытали региональный, контактовый или гидротермальный метаморфизм.

Подобные точки зрения высказаны, например, о генезисе крупнейших магнетитовых месторождений Тургайской провинции, Горной Шории (Чугуевская, 1969; Дербиков, Руткевич, 1971), давно эксплуатируемой группы сидеритовых Бакальских месторождений на Южном Урале, широко известных магнетит-апатитовых месторождений Швеции (Кируна и др.). Долгое время происхождение богатых руд в формации докембрийских железистых кварцитов

(в частности, генезис крупнейших залежей богатых руд в железорудном бассейне Кривого Рога) объяснялось по-разному: одни геологи считали их первичнометаморфогенными, с наложением процессов древнего выветривания; по мнению других, богатые руды образовывались из первично бедных железистых кварцитов в результате воздействия на них древнего выветривания.

Подобная постановка вопроса о генетической принадлежности ряда железорудных месторождений вполне правомерна, однако в каждом конкретном случае необходимо надежное обоснование представлений о первичноосадочном или первичнометаморфогенном (эндогенном в широком смысле) происхождении рудных накоплений, что делается далеко не всегда.

В дальнейшем, указывая генетическую принадлежность того или иного месторождения, двойственный генезис (когда рудные залежи и тела имеют первично иное происхождение, чем то, на которое указывают наблюдаемые геологическая позиция, строение и минеральный состав месторождений) будет учитываться только в тех случаях, когда он достаточно надежно и убедительно обоснован. В подобных случаях одно и то же месторождение будет фигурировать в двух различных группах. Месторождение может также относиться к двум группам, если на нем развита мощная зона окисления, тогда эта часть месторождения относится к группе «коры выветривания».

Что касается месторождений, не подвергшихся существенным метаморфическим преобразованиям, то в подавляющем числе случаев отнесение их к той или иной группе не вызывает сомнений. В этих случаях исследования и дискуссии относятся уже к выяснению деталей в условиях и процессах формирования месторождений, а не к их отнесению к той или иной генетической группе.

С учетом всего сказанного дается группировка железорудных месторождений СССР (табл. 1); некоторые месторождения отнесены к соответствующей группе условно, поскольку их генезис остается спорным. Так, магматический генезис Ковдорского и Африкандского месторождений не разделяется некоторыми исследователями, считающими железные руды этих месторождений метасоматическими. Не все исследователи разделяют представления о контактово-метасоматическом образовании магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений Южной Якутии — Таежного, Пионерского и др., и считают их метаморфическими.

В Абаканском месторождении в последние годы обнаружены широко распространенные альбитовые псевдоморфозы по скаполиту, что позволяет предположить, что это месторождение относится к классам «в» и «г» контактово-метасоматической группы. Холзунское месторождение первично образовано как вулканогенно-осадочное, а затем в отдельных местах подверглось контактовому метаморфизму с образованием типичных скарновых магнетитовых руд.

На протяжении геологической истории Земли наблюдается чередование эпох интенсивного и ослабленного формирования железорудных месторождений. По мере развития исследований и накопления новых данных выделение железорудных эпох становится все более обоснованным. Мы воспользуемся последними по времени публикации предложениями А. Никольского и Б. Каукина (1968) и рассмотрим формирование основных классов железорудных месторождений в выделенных ими эпохах.

В а р х е й с к о - н и ж н е п р о т е р о з о й с к у ю э п о х у ($A - Pt_1$) наиболее мощного железорудонакопления на территории СССР, как и во всем

Таблица 1

Группировка железорудных месторождений СССР

Генетическая группа	Класс (формация)	Месторождение [1]
Магматические	Магнетитовые малотитанистые в интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой формации	Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское (Урал), Лысанское (Восточный Саян)
	Титаномагнетит-ильменитовые в габбровых и габбро-амфиболитовых интрузивах	Кусинское, Копанское (Южный Урал)
	Титаномагнетитовые высокотитанистые в габбровых и габбро-диабазовых интрузивах	Пудожгорское, Койкарское (Карелия), Харловское (Алтай)
	Перовскит-титаномагнетитовые и апатит-магнетитовые в щелочно-ультраосновных интрузивах с карбонатитами	Африканда, Ковдорское (Кольский п-ов)
Контактово-метасоматические	Магнетитовые известково-скарновые	Магнитогорское, Высокогорское Лебяжинское, Гороблагодатское, Северо-Песчанское и др. (Урал); Адаевское и другие месторождения южной половины Тургайской железорудной провинции, Дашкесанское (Азербайджан), Атансорское (Центральный Казахстан); Белорецкое и Холзунское (Горный Алтай); Таштагольское и др. (Алтае-Саянская обл.); Чокадам-Булакское (Таджикистан)
	Магнетитовые магнезиально-скарновые, магнезиально-известково-скарновые	Тейское (Кузнецкий Алатау); Казское, Шерегешское (Горная Шория), Железный Кряж (Восточное Забайкалье); Таежное, Пионерское (Южная Якутия)
	Скаполит-альбитовые и скаполит-альбит-скарновые магнетитовые	Качарское, Сарбайское, Соколовское (Тургайская провинция); Гороблагодатское (Урал), Анзасское (Западный Саян)
	Магнетитовые и гематитовые, водно-силикатные	Западное Сарбайское (Тургайская провинция), Абаканское (Хакассия), отдельные участки месторождений предыдущих классов

Продолжение табл. 1

Генетическая группа	Класс (формация)	Месторождение [1]
Гидротермальные	Магномагнетитовые, связанные с траппами	Коршуновское, Рудногорское, Тагарское, Нерюдинское и др. (Восточная Сибирь)
	Магнетитовые железнослюдковые, жильно-метасоматические	Паладаурское (Грузия); Кутимское (зап. склон Северного Урала)
	Железокарбонатные жильно-метасоматические	Бакальские (Южный Урал); Абаильское (Южный Казахстан)
Осадочные морские (слабо и неметаморфизованные)	Сидеритовые (в зоне окисления бурожелезняковые) пластовые в морских терригенно-карбонатных отложениях	Комарово-Зигазинская, Катав-Ивановская и др. группы (Южный Урал)
	Гематитовые в морских карбонатно-терригенных отложениях	Нижне-Ангарское (Восточная Сибирь)
	Гематитовые и магнетит-гематитовые в эффузивно-осадочных толщах	Атасуйская группа (Центральный Казахстан); Холзунское (Горный Алтай)
	Сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые бобово-оолитовые в морских карбонатно-терригенных отложениях	Керченские (Крым); Аятское (Тургайская провинция); Бакчарское (Западная Сибирь)
	Магнетитовые, частью титанистые морские россыпи	Современные «черные» пляжи побережий Черного, Каспийского, Японского морей; ископаемые морские россыпи в Азербайджане и др.
Осадочные континентальные	Гидрогётитовые бобово-оолитовые озерно-болотные	Большое число мелких месторождений на Русской платформе и в других частях Союза
	Сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые бобово-оолитовые, природно-легированные хромом и никелем, озерно-болотные, связанные с корой выветривания ультрабазитов	Орско-Халиловская группа (Южный Урал); Серовская (Северный Урал); Малкинское (Северный Кавказ)
	Сидеритовые (в зоне окисления бурожелезняковые) гипергенно-метасоматические в прибрежно-озерных грубообломочных, преобладающе карбонатных отложениях	Березовское (Восточное Забайкалье)
	Сидерит-лептохлорит-гидрогётитовые в древних речных отложениях	Лисаковское (Тургайская провинция); Талды-Эспе и др. (Северное Приаралье)
	Преобладающе мартитовые элювиально-делювиальные (валунчатые)	Высокогорское (Средний Урал)

Продолжение табл. 1

Генетическая группа	Класс (формация)	Месторождение [1]
Коры выветривания (остаточные и инфильтрационные)	Гётит-гидрогётитовые (бурожелезняковые), мартит-гидрогётитовые зоны окисления месторождений сидеритовых и скарново-магнетитовых руд	Бакальская и др. (Южный Урал); Березовское (Восточное Забайкалье); Высокогорское (Урал)
	Гётит-гидрогётитовые охристые, природно-легированные хромом и никелем, в коре выветривания ультрабазитов	Елизаветинское (Средний Урал)
	Гидрогётитовые в элювиально-делювиальных отложениях на закарствованных известняках	Алапаевское (восточный склон Урала)
	Мартитовые и гидрогематитовые в железистых кварцитах	Яковлевское, Михайловское и др. (КМА); Саксаганская группа (Кривой Рог)
Метаморфические (метаморфизованные)	Железистые кварциты докембрия	Криворожские, Кременчугские, Белозерские, Мариупольское (Украина), Оленегорское (Кольский п-ов), Костамукшское (Карелия), Карсакпайское (Центральный Казахстан), Мало-Хинганское, Уссурийское (Дальний Восток)
	Магнетитовые и магнетит-железнослюдковые контактово-метаморфизованные осадочные (с реликтами осадочных железных руд)	Холзунское (Горный Алтай)

[1] В этой графе названы почти все значительные месторождения, обладающие учтенными запасами свыше 100 млн. т. Более мелкие месторождения приведены в тех случаях, когда для соответствующей группы неизвестно значительных месторождений.

мире, сформировались железорудные бассейны с широко развитыми фациями первично хемогенных и терригенно-хемогенных железисто-кремнистых осадков, метаморфизованных затем в железистые кварциты. Они локализованы в докембрийских щитах и фундаменте Русской и Сибирской платформ. Сюда относятся крупнейшие железорудные бассейны КМА и Кривого Рога, меньшие, но все же крупные бассейны в более восточных частях Украинского кристаллического щита и на Балтийском щите (месторождения Оленегорское, Костамукшское и др.). Общие ресурсы железа в железистых кварцитах СССР составляют сотни миллиардов тонн, далеко превосходя ресурсы всех других классов и групп железорудных месторождений.

В позднепротерозойскую эпоху (Pt_{2-3}) возникли значительно меньших масштабов месторождения железистых кварцитов в массивах и ядрах докембрийских пород областей более молодых складчатостей в Северном Казахстане (Карсакпай), Саянах (Сосновый Байц), в Мало-Хинганском массиве и Уссурийском бассейне на Дальнем Востоке. Кроме того, развивались слабо метаморфизованные морские осадочные гематитовые и сидеритовые месторождения в миогеосинклинальных осадочных формациях: Комарово-Зигазинские, Ахтенские и другие месторождения на западном склоне Южного Урала, Нижне-Ангарское и другие месторождения Ангаро-Питского бассейна в Западной Сибири, Джетымское в Южном Тянь-Шане и другие, в эту же эпоху образовались некоторые магматические месторождения — Пудожгорское и Койкарское в Карелии, Кусинское, Копанское и другие на Южном Урале.

Раннепалеозойская эпоха (Cm—O) сравнительно мало продуктивна по железооруденению. С ней связаны лишь ограниченные по ресурсам магматические и контактово-метасоматические месторождения в Алтае-Саянской складчатой области (Патынское, Куль-Тайгинское, Кондомское, Шаманское) и в Северном Казахстане (Атансорское).

Среднепалеозойская эпоха (S—D_1) характеризуется весьма значительным железооруденением, связанным с магматизмом заключительной фазы каледонского тектогенеза. В эту эпоху образовались крупные магматические месторождения (Качканарское, Гусевогорское, Первоуральское на Урале, Ковдорское и Африканда на Кольском полуострове), ряд контактово-метасоматических месторождений (Высокогорское, Гороблагодатское на Урале, Тейское, Ирбинское, Краснокаменское в Алтае-Саянской области). Осадочные и метаморфические месторождения в эту эпоху не формировались.

Верхнепалеозойская эпоха (D_2—P_1) характерна максимальным по сравнению с другими эпохами развитием контактово-метасоматических магнетитовых месторождений, связанных с герцинским тектогенезом. Сюда относятся крупные месторождения Тургайской провинции (Качарское, Соколовское, Сарбайское и др.), месторождения на Урале (Магнитогорское и Серовская группа), в Горном Алтае (Инское, Белорецкое), в Центральном Казахстане (Кень-Тюбе, Тогайское). В умеренных масштабах проявилось и осадочное рудообразование в Горном Алтае (Холзунское, Коргонское), в Центральном Казахстане (Атасуйская группа), на западном склоне Урала (Пашийская группа).

Позднепермская — триасовая эпоха (P_2—T), подобно раннепалеозойской, сравнительно мало продуктивна по железооруденению. К ней относятся мелкие контактово-метасоматические месторождения Тянь-Шаня (Туранглы, Чокадам-Булак) и существенно более значительные гидротермальные магномагнетитовые месторождения трапповой области Сибирской платформы (Коршуновское, Рудногорское, Тагарское, Нерюндинское и др.). Промышленные осадочные железорудные месторождения этой эпохи неизвестны.

В юрско-раннемеловую эпоху (J—Cr_1) возникли многочисленные, но мелкие, в настоящее время почти утерявшие промышленное значение месторождения, относящиеся к трем классам: осадочных озерно-болотных бурожелезняковых (Тульские, Вятские, Липецкие и др.), природнолегированных озерно-болотных (Серовское и Орско-Халиловские на Урале, Малкинское на Кавказе), инфильтрационных кор выветривания (Алапаевская группа на Урале).

В позднемеловую—палеогеновую эпоху (Cr_2—Pg) были образованы крупнейшие осадочные морские и континентальные речные железорудные бассейны и месторождения на молодых эпигерцинских платформах и плитах (Аятское, Лисаковское, Кировское, Приаральское в Казахстане, Бакчарское в Западно-Сибирском железорудном бассейне). Эндогенные месторождения этой эпохи представлены лишь Дашкесанским контактово-метасоматическим месторождением на Кавказе и несколькими мелкими скарновыми месторождениями в Приморье (Ольгинское и др.).

В неоген-четвертичную эпоху (N—Q) сформировался крупный плиоценовый Керченско-Таманский железорудный бассейн с морскими осадочными месторождениями бобово-оолитовых руд.

Следует отдельно сказать об эпохах древнего выветривания, приведшего к образованию мощных залежей богатых мартитовых и гидрогётит-мартитовых руд в коре выветривания железистых кварцитов, а также природно-легированных железорудных руд в коре выветривания ультрабазитов.

Древнее выветривание железистых кварцитов, столь широко проявленное в КМА и Кривом Роге, формировалось в течение тех периодов, когда докембрийские рудоносные комплексы с железистыми кварцитами находились в континентальных условиях и были обнажены эрозией; заканчивалось оно после морских трансгрессий, покрывших докембрийские комплексы. Для отдельных железорудных бассейнов предполагается различный возраст и разная продолжительность периодов древнего выветривания. Так, в Кривом Роге в ранний протерозойский период образовались богатые руды древней коры выветривания железистых кварцитов, позднее покрытые отложениями верхней сланцевой свиты и затем метаморфизованные вместе со всеми протерозойскими отложениями криворожской геосинклинали. Широко и мощно проявился второй — послепротерозойский период древнего выветривания докембрийских комплексов, выведенных в конце протерозоя орогеническими движениями на поверхность Земли. В этот период образовалась основная масса богатых мартитовых и мартит-гидрогематит-гидрогётитовых руд Кривого Рога. Наконец, в самый поздний предтретичный и третичный этапы выветривания за счет железистых кварцитов образовались богатые бурожелезняковые руды, характеризующиеся резко подчиненным распространением и небольшим промышленным значением.

Сходные периоды древнего выветривания выделяются и для Курской магнитной аномалии с той разницей, что протерозойская кора выветривания является здесь еще предметом дискуссий. Железные руды образовались также в древних корах выветривания ультрабазитов на Урале, в Северо-Западном Казахстане и частью на Северном Кавказе. Во всех этих регионах древняя кора выветривания имеет триас-юрский и частично нижнемеловой возраст. Образовавшиеся в ней природно-легированные руды на ультрабазитах имеют небольшое распространение, хотя в других частях света, особенно в экваториальных и приэкваториальных областях, руды древней коры выветривания, носящие общее наименование латеритных, весьма широко распространены. Одной из вероятных причин малой их распространенности в Советском Союзе является интенсивная эрозия, уничтожившая бóльшую часть латеритных месторождений. С древней корой выветривания юрско-нижнемеловой эпохи связаны инфильтрационные месторождения так называемого алапаевского типа, также не обладающие значительными ресурсами.

Обобщенное представление об эпохах образования на территории СССР железорудных месторождений различных генетических классов дает

рис. 1, на котором по горизонтальной оси расположены выделенные в табл. 1 генетические группы железорудных месторождений, а по вертикальной оси — эпохи образования. Кружками различных размеров показаны суммарные ресурсы руд в месторождениях каждой группы по эпохам рудообразования. На рис. 1 отчетливо видна основная тенденция смены генетических групп железорудных месторождений в геологической истории территории СССР.

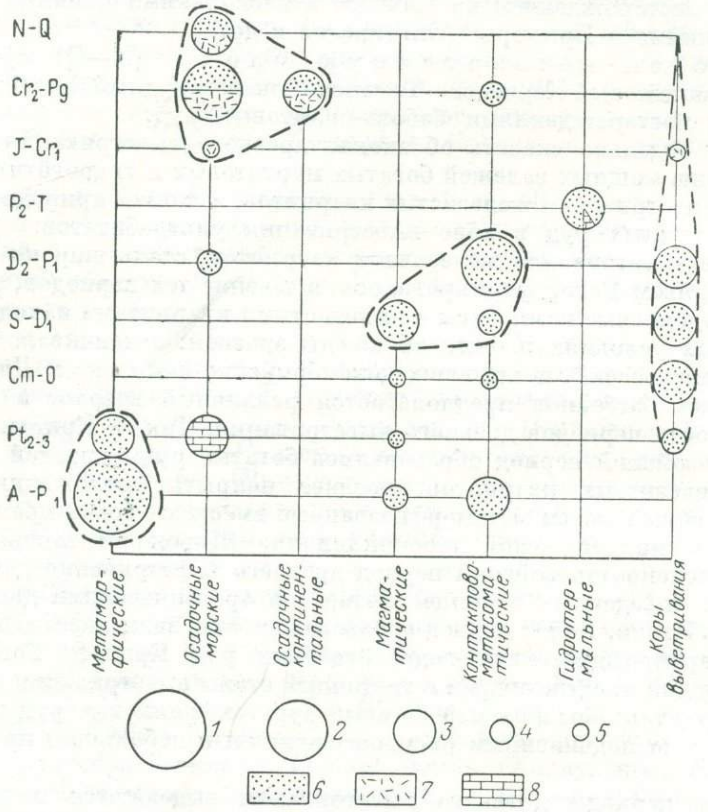


Рис. 1. Диаграмма распространения железорудных месторождений СССР различных генетических групп по железорудным эпохам в истории Земли.

1—5 — суммарные запасы железных руд: *1* — сотни млрд. т., *2* — до 100 млрд. т, *3* — до 10 млрд. т, *4*— до 1 млрд. т, *5*— первые сотни млн. т; *6—8* — минеральные типы руд: *6* — железо-окисные, *7* — карбонатно-силикатно-окисные, *8* — карбонатные

В древнейшие архейско-нижнепротерозойскую и средне-верхнепротерозойскую эпохи резко доминирует образование метаморфизованных осадочных морских месторождений. Следующий максимум рудообразования проявился в среднем и верхнем палеозое, в эпохи силуро-нижнедевонскую и среднедевонскую — нижнепермскую, когда возникли месторождения уже иных групп, — магматические и контактово-метасоматические. И, наконец, третий максимум железонакопления приходится на мезо-кайнозойское время — юрско-нижнемеловую, среднемеловую — палеогеновую и неогеновую эпохи, когда снова произошло образование крупных осадочных морских железорудных месторождений, не испытавших метаморфизма.

В каждом из названных трех максимумов возникли крупные месторождения железных руд, суммарные запасы которых составляют сотни или десятки миллиардов тонн. Можно с большой степенью вероятности выдвинуть причины возникновения каждого максимума. Условиями мощного рудонакопления в архейско-протерозойском максимуме, представленном метаморфизованными осадочными морскими месторождениями, явилось, с одной стороны, предшествовавшее отложению субстрата железистых кварцитов образование мощной и широко распространенной архейско-нижнепротерозойской коры выветривания при значительной роли в породах, подвергавшихся выветриванию, основных и ультраосновных магматических пород или их метаморфических аналогов. С другой стороны, накоплению железных руд способствовало широкое проявление подводного основного вулканизма, в результате которого воды морских бассейнов обогатились железистыми компонентами. Второй, средне- и верхнепалеозойский ($S—D_1$ и $D_2—P_1$) максимум, в котором представлены магматогенные железорудные месторождения в геосинклинальных областях с развитым начальным этапом геосинклинального процесса, связан с периодом особенно широкого внедрения из верхней мантии основной магмы, в результате чего возникли основные вулканогенные комплексы спилитового ряда и комагматичные с ними дифференцированные плутоны ультрабазитов, базитов и гранитоидов повышенной основности и частично щелочности. Эти плутоны и их магматические очаги явились источниками железа при формировании магматических и контактово-метасоматических месторождений. Дополнительным источником железа для месторождений последней группы являлись вмещающие породы, из которых железо извлекалось магматогенными растворами и вадозными водами, смешивавшимися с ювенильными гидротермами и разгружавшимися в сфере рудоотложения.

Мезо-кайнозойский максимум с осадочными морскими и континентальными месторождениями снова связан с предшествовавшим периодом широкого и интенсивного древнего выветривания. В эпохи верхнего триаса — юры — нижнего мела на Сибирской платформе и ее окраинах, включая Тургайскую впадину и Приаралье, а в палеогене в Крымо-Кавказской области сформировались мощные коры выветривания, которые и явились источником железа для месторождений мезо-кайнозойского максимума.

2622

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магнетитовые малотитанистые месторождения в интрузивах габбро-пироксенит-дунитовой формации представлены в складчатых областях с хорошо проявленным начальным этапом геосинклинального развития и с внедрением на поздних стадиях этого этапа основных магм, образовавших дифференцированные интрузивы габбро-пироксенит-дунитовой формации. Рудные концентрации локализованы преимущественно в пироксенитовых или горнблендит-пироксенитовых и габбровых фациях интрузивов, реже и в ограниченных количествах в перидотитовых и дунитовых фациях. Рудные тела представляют собой зоны повышенной вкрапленности, с шлировыми и жило-линзообразными обособлениями малотитанистого титаномагнетита в соответствующих интрузивных породах. Положение рудных зон и тел в интрузиве определяется размещением петрографических зон в дифференцированном интрузиве, поскольку рудоносные породы относятся к вполне определенным петрографическим зонам, выявляемым при детальном петрографическом картировании. В зависимости от форм интрузивов

2 Заказ 485

Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

и расположения в них петрографических зон рудоносные зоны залегают либо полого, либо круто (до вертикального). Границы зон рудной вкрапленности обычно нерезкие, с быстрым, но постепенным переходом к безрудным породам, границы шлировых и жилообразных рудных обособлений часто резкие.

Основным рудным минералом месторождений этого класса является титаномагнетит со структурой распада твердого раствора, содержащий ограниченное количество тонкопластинчатых вростков ильменита. В подчиненных количествах присутствуют зерна магнетита, ильменита и шпинели. Сопутствующие нерудные минералы представлены породообразующими силикатами вмещающих базитов или ультрабазитов — оливином, пироксеном, плагиоклазом и их гистерогенными производными — амфиболом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, серпентином, сфеном и др.

Руды содержат десятые доли процента пятиокиси ванадия, обычно сотые доли процента серы, сотые и тысячные доли процента фосфора. В некоторых месторождениях отмечается рассеяная платина. Кроме месторождений, названных в табл. 1, известны многочисленные месторождения этого класса на восточном склоне Урала, однако бóльшая часть их не имеет большого промышленного значения. За рубежом месторождения этого класса неизвестны. В качестве примера описываются Качканарское и Гусевогорское месторождения.

Титаномагнетит-ильменитовые месторождения в габбровых и габбро-амфиболитовых интрузивах известны лишь на западном склоне Южного Урала, где рудоносные интрузивы, имеющие форму гигантских даек, прорывают верхнепротерозойские отложения выступов древних байкальских структур в ядрах антиклинориев герцинской складчатости. Прорываемые комплексы носят миогеосинклинальный характер и не содержат вулканитов и пород вулканогенно-осадочных формаций. В непосредственном соседстве с базитовыми рудоносными интрузивами залегают более поздние гранитные массивы, породы которых метаморфизованы в гнейсограниты. Базитовые интрузивы имеют полосчатое строение с чередованием габбро, подчиненных пироксенитов, анортозитов, горнблендитов. Базиты испытали интенсивный метаморфизм под влиянием тектонических воздействий и гранитной интрузии, вследствие чего здесь достаточно широко развиты различные амфиболиты, а также биотитовые и биотит-хлоритовые сланцы.

Титаномагнетитовые руды являются позднемагматическими дифференциатами основной магмы, в различной степени обогащенными рудными минералами, с образованием сплошных и вкрапленных руд. Они подверглись вместе с вмещающими их породами упомянутому метаморфизму.

Метаморфизованные руды являются характерной особенностью южноуральских месторождений этой группы. Метаморфизм оказал специфическое воздействие на титаномагнетиты и магнетито-ильмениты, приведя к собирательной перекристаллизации ильменита, растворению и переотложению магнетита и значительно повысив содержание индивидуализированных зерен ильменита. Первичные нерудные минералы превращены при метаморфизме в амфибол, эпидот, актинолит, хлорит, частично в биотит. Метаморфизм сопровождался пластическими деформациями амфиболитов и жилообразных рудных тел, вследствие чего проявились складко- и флексурообразные изгибы последних по падению и простиранию. Однако в различных рудоносных интрузивах метаморфизм проявлен с разной степенью интенсивности.

Кроме месторождений, названных в табл. 1, к этому классу относятся Южно-Кусинское, Чернореченское, Маткальское и другие месторождения.

За рубежом близких аналогов не описано. В качестве примера будет описано Кусинское месторождение.

Титаномагнетитовые высокотитанистые месторождения в габбровых и габбро-диабазовых интрузивах известны в Карелии. Они локализованы в интрузивах, сложенных полосчато-дифференцированными габбро и габбро-диабазами. Рудоносные интрузивы залегают в области позднекарельской складчатости среди протерозойских метаморфизованных пород. Рудные тела представляют собой фацию габбро-диабазов, в различной степени (вплоть до весьма значительной) обогащенной титаномагнетитом и ильменитом. Такие тела лежат согласно с полосчатостью пород интрузива, имея пласто- и дайкообразную формы, выдержаны по простиранию и падению, постепенно переходят через бедные вкрапленные руды в безрудные габбро-диабазы.

В СССР известно три представителя этого типа (см. табл. 1). За рубежом к этому классу могут быть с приближением отнесены месторождение Таберг и некоторые другие месторождения Швеции. В качестве примера будет кратко описано Пудожгорское месторождение.

Перовскит-титаномагнетитовые и апатит-магнетитовые месторождения в щелочно-ультраосновных интрузивах центрального типа известны в Балтийском щите и на Сибирской платформе. Возникновение таких рудоносных интрузивов связано с тектоно-магматической активизацией щитов и платформ. Интрузивы имеют зональное, кольцевое в плане строение с ультраосновными породами — оливинитами, пироксенитами и перидотитами — в центральных частях и щелочными породами — ийолитами, мельтейгитами и др. — в периферических. В большей или меньшей степени развиты карбонатиты в форме жил, линз, иногда сплошных полей. В интрузивах с преобладанием ультраосновных пород самую центральную, собственно рудоносную зону слагают грубозернистые пироксениты с эруптивной брекчией оливинитов, рассекаемые обильными жилами нефелин-пироксеновых пегматитов. По всем этим породам развиты кальцит-амфибол-пироксеновые и флогопитовые метасоматиты.

Железные руды, в которых рудными минералами являются титаномагнетит и цериевый перовскит — кнопит, сосредоточены преимущественно в центральной части интрузивов. Выделяется несколько типов: 1) жилы рудных нефелин-пироксеновых пегматитов, в значительной мере флогопитизированных; 2) титаномагнетит-перовскит-флогопитовые жилы; 3) отдельные гнезда и линзы в пироксенитах, обогащенных титаномагнетитом и кнопитом, также в той или иной мере флогопитизированных; 4) мелкие прожилковые выделения рудных минералов в пироксенитах, скопления рудных минералов на контактах пироксенитов и кальцит-амфибол-пироксеновых метасоматитов и местами в оторочках оливинитовых блоков.

В интрузивах со значительным развитием карбонатитов распространены апатит-форстеритовые, флогопит-форстеритовые, апатит-кальцитовые и кальцитовые метасоматиты по ультраосновным породам. Железорудные тела в таких массивах представляют собой в основном апатит-форстеритовые породы с обильной вкрапленностью, жилами и прожилками малотитанистого титаномагнетита. Содержат тонкую неравномерную вкрапленность пирохлора и бадделеита, обусловливающую присутствие в составе руд циркония и ниобия.

Магматический генезис с последующими метасоматическими воздействиями наиболее вероятен для перовскит-титаномагнетитовых месторождений в интрузивах с преобладанием ультрабазитов и слабым развитием карбонатитов.

Для апатит-магнетитовых месторождений в интрузивах со значительным развитием карбонатитов ряд исследователей защищают их метасоматическое образование.

Кроме указанных в табл. 1 Африкандского и Ковдорского месторождений, на Кольском полуострове и в Карелии известно несколько мелких месторождений данного класса, не имеющих серьезного промышленного значения. На северной окраине Сибирской платформы в огромном Гулинском и в Якутии в Арбарахстахском щелочно-ультраосновных интрузивах обнаружены одноименные титаномагнетитовые месторождения, еще плохо изученные. За рубежом к представителям месторождений рассматриваемого класса относятся африканские — Сукулу (Уганда), Люлекоп (ЮАР), Дорова (Южная Родезия). В качестве примера описывается Ковдорское месторождение.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Контактово-метасоматические магнетитовые месторождения, частично гематитовые, широко распространены, известно большое их число, включая весьма крупные с запасами до 1 млрд. т и более. Общими чертами всех железорудных месторождений рассматриваемой группы являются залегание их в зонах контактовых ореолов гранитоидов и сопровождение зонами околорудных изменений вмещающих пород, сложенных скарнами и другими высоко-, средне- и низкотемпературными метасоматитами. Для некоторых месторождений этой группы, несмотря на развитие в сопровождающих метасоматитах высокотемпературных парагенезисов, активных интрузивов не обнаружено. Вероятно, последние залегают на значительной (до 2—3 км) глубине, что, например, для Качарского месторождения подтверждено геофизическими данными. Подобные месторождения Г. Соколов предложил называть «удаленно контактовыми».

Исследованиями последних двух десятилетий выявлено, что существуют контактово-метасоматические месторождения, в которых околорудные изменения представлены в основном не скарнами, а скаполитовыми, альбит-скаполитовыми, водно-силикатными метасоматитами. Среди скарнов были выделены два существенно отличных типа — известковые и магнезиальные. Месторождения с различными типами околорудных метасоматитов формируются в несколько различных геологических условиях. Все это и послужило основанием для разделения контактово-метасоматических железорудных месторождений на классы (Соколов, 1967), указанные в табл. 1.

Магнетитовые известково-скарновые месторождения локализованы в геосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексах с вулканитами преобладающе основного и среднего состава и содержащими пласты или прослои карбонатных пород — известняков или доломитов, а также известковистых туфов и туффитов. Эти комплексы характерны для геосинклиналей фемического типа и относятся к ранним этапам их развития. Обязательным условием возникновения скарновых магнетитовых месторождений является внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузий гранитоидов в большинстве случаев повышенной основности или щелочности — диоритового, гранодиоритового, граносиенитового, сиенитового составов, являющихся производными габброидной магмы. В контактовых ореолах интрузивов гранитоидов гранитного ряда известны лишь редкие и небольшие месторождения.

Известково-скарновые магнетитовые месторождения приурочены только к гипабиссальным интрузивам; на абиссальных глубинах известковые скарны не возникают.

Внедрение активных интрузивов происходило в зонах глубинных разломов, продолжавших развиваться и после подъема магматических масс, когда формировались магнетитовые известково-скарновые месторождения. Локализация месторождений контролировалась системой пластических и разрывных нарушений, сопряженных с глубинными разломами. Разрывные нарушения, затрагивавшие как экзоконтактовые области, так и эндоконтактовые зоны интрузивов, проявлялись в виде сбросов или сдвигов, зон трещиноватости и брекчирования, раскрытия межслоевых отдельностей. В силу этого наблюдаются разнообразные формы рудных тел — неправильные, жилообразные, пластообразные. Характерны пластообразные, согласные со слоистостью вмещающих пород скарноворудные тела, возникающие при просачивании растворов по открывшимся межслоевым отдельностям.

Образование железных руд в рассматриваемых месторождениях является одним из звеньев общего контактового метасоматического процесса. Руды замещают преимущественно ранее образовавшиеся скарны. Установлено, однако, и непосредственное замещение рудными парагенезисами по периферии скарнов первичных вмещающих пород — известняков, доломитов, туфов, туффитов, в особенности известковистых. Характерно, что толстослоистые однородные карбонатные породы в меньшей мере подвергаются метасоматическим замещениям скарнами и рудами, более благоприятны для метасоматических замещений и оруденения тонкослоистые фации с чередованием известняков, вулканитов, туфов и туффитов.

Известны также месторождения, например Дашкесанское, в которых скарнированию и оруденению подверглись вулканогенные фации, лишенные пластов и прослоев карбонатных пород. Однако последние представлены в нижележащих горизонтах, не будучи затронуты скарнированием. В некоторых случаях в составе первичных вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих контактово-метасоматические железорудные месторождения, участвуют фации осадочных железных руд, которые также подвергаются метасоматическим преобразованиям с превращением в скарноворудные тела, среди которых наблюдаются реликты осадочных руд. Но такие месторождения редки, наиболее убедительным их примером является Холзунское месторождение в Горном Алтае.

Некоторые исследователи предполагают значительно более широкое распространение первичноосадочных контактово-метаморфизованных месторождений, исходя главным образом из пластообразных форм скарноворудных залежей и их согласного залегания с вмещающими породами. Однако при отсутствии отчетливых реликтов осадочных руд форма и залегание скарноворудных тел не могут служить убедительным доводом в пользу первичноосадочного происхождения рудных залежей.

В минеральную ассоциацию известково-скарновых месторождений входят: 1) собственно скарновые минералы — пироксен-салитового типа, гранаты андрадит-гроссулярового ряда; 2) гистерогенные минералы — эпидот, цоизит, актинолит, хлориты, везувиан; 3) железорудные минералы — магнетит, мушкетовит, гематит (в зоне окисления — мартит); 4) сульфидные минералы — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и др.; 5) поздние нерудные — кальцит, кварц.

Наиболее типичными элементами-примесями в рудах известково-скарновых магнетитовых месторождений являются: кобальт — преимущественно в пиритах, иногда в виде кобальтовых сульфидов — кобальтина, глаукодота (Дашкесанское месторождение); ванадий — как изоморфная примесь в магнетитах и железистых пироксенах или амфиболах; медь — в халькопирите

и других медных сульфидах; цинк — в сфалерите. Невозможно назвать здесь все многочисленные месторождения этого класса в Советском Союзе; в табл. 1 указаны лишь основные. Столь же многочисленны известково-скарновые магнетитовые месторождения и за рубежом: они известны в штатах Калифорния, Юта, Нью-Мексико и др. (США), в Рудных горах (Центральная Европа), в Италии, Румынии, Японии, Китае и других странах. Однако среди них нет особенно крупных.

В качестве примеров будут описаны Северо-Песчанское, Гороблагодатское, Таштагольское и Дашкесанское месторождения. По широко известным, классическим представителям данного класса — Высокогорскому и Магнитогорскому месторождениям, неоднократно описанным в сводных изданиях, новых данных за последние годы не получено, поэтому они не описаны.

Магнетитовые, магнезиально-скарновые и магнезиально-известково-скарновые месторождения ранее не выделялись, так как формация магнезиальных скарнов выявлена и исследована лишь за последние два-три десятилетия. В отличие от известково-скарновых магнетитовых месторождений они формируются как на гипабиссальных, так и на абиссальных глубинах. Для месторождений гипабиссальных глубин общая геологическая позиция сходна с позицией известково-скарновых месторождений, однако активные интрузивы чаще относятся к собственно гранитной формации, а не к кислым производным габбровых магм. В связи с этим гипабиссальные магнезиально-скарновые магнетитовые месторождения могут залегать и в осадочных комплексах средних этапов развития геосинклиналей. Кроме того, обязательно присутствие во вмещающих толщах доломитов. Что касается месторождений абиссальных глубин, то они характерны для архейских комплексов Алданского щита (Таежное и другие месторождения) и относятся к чисто магнезиально-скарновым представителям, образованы в зонах предполагаемых глубинных разломов, в контактах полей гранитизации с гнейсо-доломитовыми комплексами. Существует мнение об осадочно-метаморфическом происхождении таких месторождений, однако отсутствие строгой стратиграфической приуроченности и весьма четко выраженные явления выделения магнетита в процессе скарнирования доломитов противоречат подобным представлениям.

Для формирования месторождений магнезиально-скарновой группы благоприятны комплексы, содержащие доломиты, распространенные в областях древних щитов и докембрийской складчатости, а также комплексы средних этапов развития эвгеосинклиналей с доломитами и многоэтапным гранитоидным магматизмом.

Магнезиальные скарны, включая те, с которыми ассоциированы магнетитовые руды, образуются либо в магматическую стадию, до кристаллизации активных интрузивов, в этих случаях эндоскарны не возникают, либо в постмагматическую стадию как контактово-инфильтрационные скарны на контактах доломитов с гнейсами или кристаллическими сланцами. Постмагматические магнезиальные скарны для гипабиссальных глубин не характерны, магнезиальные скарны магматической стадии возникают как в абиссальных, так и в гипабиссальных условиях.

В месторождениях гипабиссального ряда обычно наблюдается образование по магнезиальным скарнам известковистых скарнов, магнезиальные скарны сохраняются только в виде реликтов. Именно таким путем возникают смешанные магнезиально-известково-скарновые магнетитовые месторождения.

Для минеральных ассоциаций магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений характерно развитие магнезиальных силикатов — форстерита, глиноземистого диопсида-фассаита, шпинели; постериорные минералы представлены флогопитом, гумитом, роговой обманкой, паргаситом, скаполитом, серпентином, хлоритом, бруситом, боратами (людвигитом и др.).

В смешанных магнезиально-известковых скарнах высокотемпературные минералы магнезиальных скарнов присутствуют как реликтовые в агрегате минералов известковых скарнов; в ассоциации апоскарновых минералов развиты постериорные минералы как магнезиальных скарнов (особенно серпентины), так и известково-скарновых.

Главнейшие месторождения данного класса в Советском Союзе названы в табл. 1. Из зарубежных назовем Адирондак, Айрон Хэт, Кей Каньон и др. (США), Малко-Тырново (Болгария), Окна-де фер (Румыния) и ряд других. В качестве примеров будут описаны месторождения Таежное, Тейское, Шерегешское.

Скаполит-альбитовые и скаполит-альбит-скарновые магнетитовые месторождения так же, как и известково-скарновые месторождения, залегают в вулканогенно-осадочных комплексах ранних стадий развития эвгеосинклиналей и связаны с интрузивами кислых производных габбровых магм. Все сказанное о тектоническом контроле известково-скарновых магнетитовых месторождений относится и к скаполит-альбитовым месторождениям.

Главной особенностью месторождений данной группы является необычное для других групп контактово-метасоматических железорудных месторождений проявление интенсивного хлор-натриевого метасоматоза, который выражается в широком развитии альбит-скаполитовых с подчиненным пироксеном метасоматитов, замещающих различные алюмосиликатные (с полевыми шпатами) породы рудного поля. Карбонатные породы этим метасоматозом не захвачены. В месторождениях смешанного типа вслед за альбит-скаполитовыми метасоматитами развиваются скарновые метасоматиты как независимо, так и накладываясь на предшествующие альбит-скаполитовые метасоматиты. В месторождениях с господством альбит-скаполитовых метасоматитов (Качарское) магнетитовое оруденение проявлено либо в форме вкрапленных альбит-скаполит-магнетитовых руд, либо в форме сплошных магнетитовых руд, замещающих карбонатные породы одновременно со скаполитизацией и альбитизацией соседних алюмосиликатных пород. В месторождениях смешанного типа рудный магнетит образуется в известково-скарновых месторождениях в конце выделения собственно скарновых минералов или непосредственно вслед за ними.

Крупнейшие магнетитовые месторождения Тургайской железорудной провинции — Качарское, Сарбайское и Соколовское — относятся именно к рассматриваемому классу. Вместе с тем, присутствие среди околорудных метасоматитов альбит-скаполитовых метасоматитов не обязательно определяет крупные масштабы месторождений.

Исследованиями последних лет (Д. Павлов, 1971 г.) показано, что интенсивное развитие хлор-натриевого метасоматоза в месторождениях рассматриваемого класса объясняется особыми геологическими условиями их формирования, когда ювенильные магматогенные растворы могли в сфере рудоотложения или на путях к ней смешиваться с вадозного происхождения рассольными водами, интенсивно прогревавшимися магматическим теплом. Эти рассолы и являлись источником хлора и натрия, обусловившими интенсивный

хлор-натриевый метасоматоз с образованием скаполитовых и альбит-скаполитовых метасоматитов. Одним из признаков участия вадозных рассолов является отмеченное в некоторых месторождениях присутствие гидротермального ангидрита, столь характерного, например, для Качарского месторождения.

Упомянутые выше особые геологические условия не выражены в пределах самих месторождений. Они заключаются в существовании в период рудообразования на поверхности локальных депрессий — морских лагун с повышенной соленостью и с краевыми разломами. Выявление таких условий достигается анализом палеогеографических и палеогидрогеологических данных для рудного региона.

Минеральные ассоциации месторождений рассматриваемого класса усложнены по сравнению с ассоциациями известково-скарновых месторождений наличием натриевого хлор-скаполита, альбита, ангидрита (не всегда), большим развитием цеолитов. Ранний соскаполитовый магнетит нередко характеризуется небольшим содержанием титана.

Месторождения данного класса известны пока в ограниченном числе и главные из них указаны в табл. 1. Среди них представлены месторождения с уникальными крупными запасами. За рубежом подобных месторождений пока неизвестно.

Магнетитовые и гематитовые водно-силикатные месторождения контактово-метасоматической группы характеризуются сходной со скарновыми месторождениями геологической позицией — залегают в контактовых ореолах интрузивов, внедрившихся в вулканогенно-осадочные комплексы ранних этапов развития геосинклиналей. Нередко они локализованы в общих со скарновыми месторождениями рудных полях, но располагаются на некотором удалении от контактов активных интрузивов. Вместе с тем известны месторождения (Абаканское и др.), в районе которых скарновые месторождения не обнаружены. Наблюдаются переходные типы, в которых водно-силикатные околорудные метасоматиты содержат реликты высокотемпературных скарновых минералов. Отдельные месторождения данного класса можно рассматривать как «удаленно контактовые».

Проявления структурного контроля и морфология рудных тел в водно-силикатных и скарновых месторождениях достаточно сходны.

Минеральный состав околорудных метасоматитов и руд водно-силикатных месторождений отражает более низкие, чем для скарновых месторождений, температуры начала их формирования. В составе околорудных метасоматитов участвуют в различных сочетаниях: эпидот, актинолит, иногда альбит, гранат, хлорит, цеолиты, кальцит и другие карбонаты, кварц. Иногда в таких метасоматитах наблюдаются реликты скарновых минералов — пироксена или граната, а в одном случае (Абаканское месторождение) — реликты альбитовых псевдоморфоз по скаполиту. Главным рудным минералом руд обычно является магнетит, но в отдельных случаях — гематит в форме железного блеска. В магнетитовых рудах встречаются также мушкетовит, гематит (железный блеск). В числе прочих минералов руд, сопутствующих магнетиту или гематиту, отмечаются те же минералы, которые слагают околорудные метасоматиты, а также сульфиды железа, меди, цинка, арсенопирит, изредка саффлорит.

Месторождения данного класса не всегда имеют самостоятельное значение. Многие из них являются участками скарново-магнетитовых месторождений. Более значительные названы в табл. 1. В качестве примера описывается Абаканское месторождение.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выделенные в этой группе три класса резко различны по геологическим условиям формирования. Магномагнетитовый и железокарбонатный классы содержат месторождения важного промышленного значения. Месторождения класса железнослюдковых в Советском Союзе не имеют запасов, учитываемых союзным балансом.

Магномагнетитовые месторождения, связанные с траппами, известны только в Советском Союзе. Все они сосредоточены в пределах трапповой области Сибирской платформы, где обнаружено около 30 месторождений и рудопроявлений. Месторождения залегают в палеозойских отложениях чехла платформы. Область их распространения является той частью области развития интрузивных траппов на Сибирской платформе, в которой нижние горизонты платформенных отложений содержат фации галогенных отложений. Наличие последних является специфической особенностью только Сибирской платформы. Ни в одной другой трапповой провинции мира их нет, не известны в них и магномагнетитовые месторождения.

Распределение магномагнетитовых месторождений в пределах платформы тесно связано с расположением зон разломов и одновременно интенсивного проявления траппового магматизма. Такие зоны в схеме образуют два пояса: 1) северо-западного простирания по западной краевой части трапповой области (от среднего течения р. Ангары на юго-востоке до р. Курейки на севере) и 2) северо-восточного простирания, вдоль юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы. В Ангаро-Илимском районе эти два пояса сходятся. Магномагнетитовые рудные тела являются жильно-метасоматическими и контролируются тектоническими трещинами в зонах разломов. Все они сопровождаются интрузивными траппами, образующими силлы и дайки, реже интрузивные залежи.

Наиболее значительные месторождения относятся к области сочленения названных двух поясов разломов. Здесь месторождения приурочены к специфическим структурам — трубкам взрыва, распространенным в этой части платформы именно вследствие повышенной тектонической активности, обусловленной сочленением двух поясов разломов. Трубки взрыва представляют собой сужающиеся на глубину конусообразные тела неправильно округлой и овальной формы в сечении, рассекающие кембро-силурийскую слоистую толщу аргиллитов, мергелей, песчаников, известняков и выполненные до процессов метасоматоза и оруденения трапповыми туфами, туфобрекчиями и агломератами пермо-триасового возраста с глыбами и обломками вмещающих осадочных пород и траппов.

По тектоническим разрывам, пересекающим тела трубок и вмещающую толщу, внедрялись дайки и силлы интрузивных траппов, а затем проникали растворы, вызывавшие метасоматические изменения пород и оруденение, наиболее интенсивно проявившиеся в телах трубок, как наиболее проницаемых. Метасоматические процессы обусловили развитие по породам, выполнявшим трубки, скарноподобных и более низкотемпературных хлорит-серпентинит-карбонатных метасоматитов. Скарноподобные метасоматиты слагаются пироксеном и гранатом[1].

---

[1] Эти породы обычно называют просто скарнами; В. Жариков, выделивший их в особую группу «автореакционных скарнов», отмечает, что они возникают в результате метасоматоза ультраосновных и основных пород при участии растворов, обогащенных кальцием.

Более низкотемпературные метасоматиты кроме хлорита и серпентина содержат актинолит, эпидот, кальцит, кварц, пирит, цеолиты, опал, халцедон. Они развиваются как по скарноподобным метасоматитам, так в значительной мере и по первичным породам трубок. Руды представлены зонами вкрапленности в метасоматитах, метасоматическими жильными телами и жилами выполнения. Хотя оруденение в наибольшей мере проявлено в самих трубках, однако рудные жилы в ряде случаев выходят и за пределы трубок, рассекая вмещающие трубки породы.

Рудообразующий магнетит рассматриваемых месторождений всегда содержит в своем составе изоморфную примесь магния и относится к разности магномагнетит или, иначе, магнезиомагнетит. Подмечено, что с возрастанием глубины формирования месторождений содержание магния в магнетите убывает. Это объясняют понижением кислородного потенциала рудообразующих растворов, поскольку вхождение магния в молекулу магнетита происходит при окислении части двухвалентного железа в трехвалентное.

Кроме месторождений, названных в табл. 1, к этому классу относятся слабо изученные месторождения Тунгузского, Бахтинского и Илимпейского районов Сибирской платформы, а также более мелкие месторождения в Ангаро-Илимском, Средне-Ангарском и Ангаро-Катском железорудных районах. В качестве примеров кратко описываются Коршуновское, Рудногорское и Тагарское месторождения.

Магнетитовые и железнослюдковые жильно-метасоматические месторождения, не относящиеся к контактово-метасоматической группе, локализуются среди вулканогенно-осадочных или терригенно-карбонатных геосинклинальных отложений в удалении от интрузивов. В Советском Союзе известны лишь единичные представители этого класса. Они являются весьма ограниченными по запасам и слабо изучены. В Паладаурском месторождении (Грузия) вкрапленные и массивные гематитовые руды залегают среди гидротермально-измененных туфов и туфогенных пород мелового возраста. При гидротермальном изменении вмещающие породы замещены хлоритом, кварцем, сульфидами железа, редко гранатом. Массивные руды слагают согласные и секущие жилы, цементируют брекчированные породы.

Кутимское магнетит-мушкетовит-гематитовое месторождение залегает в метаморфических терригенных отложениях протерозоя западного склона Северного Урала. Малое число месторождений и их слабая изученность не позволяют сделать каких-либо существенных обобщений по данному классу.

Железокарбонатные жильно-метасоматические месторождения локализованы в известково-доломитовых отложениях, входящих в миогеосинклинальные терригенно-карбонатные толщи складчатых областей. Два известных представителя этого класса с промышленными запасами расположены в областях герцинской складчатости — Абаильское в силурийской известняково-сланцевой свите, Бакальское — в свите известняков, доломитов и известково-глинистых сланцев выступа древнего протерозойского ядра герцинского антиклинория. Вулканогенные образования отсутствуют, интрузивные образования представлены в Бакальском месторождении только дайками диабазов, в Абаильском вообще отсутствуют. Вмещающие толщи смяты в складки и разбиты на тектонические блоки с ограниченными амплитудами смещений.

Рудные тела представляют собой жильно-метасоматические образования в зонах тектонических разломов и сопряженной трещиноватости. В Бакальском

месторождении железокарбонатное оруденение, тесно связанное с диабазовыми дайками, для которых А. Заварицким показан дорудный возраст, образует пластообразные залежи и гнезда в пластах доломитов и известняков, иногда начинающиеся от контактов диабазовых даек. Абаильское месторождение образовано линзо- и столбообразными телами железистых карбонатов; последние приурочены к пересечениям тектонических трещин.

Рудные минералы представлены сидеритом и сидероплезитом, на контакте с вмещающими карбонатными породами нередко наблюдаются переходные зоны анкерита и перекристаллизованного доломита. Руды содержат в качестве подчиненных и акцессорных минералов пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит и др.

На Бакальском месторождении развита достаточно глубокая зона окисления, в которой железистые карбонаты превращены в охристые руды. Последние являются в этом месторождении основным промышленным типом железных руд.

За рубежом к классу железокарбонатных гидротермально-метасоматических месторождений относятся Бильбао (Испания), Эрцберг (Австрия), Зигерлянд (ФРГ), Любия (Югославия), Гелар и Телюк (Румыния), Кремиковцы (Болгария), Уэнза (Алжир), Джерисса (Тунис) и ряд других.

ОСАДОЧНЫЕ МОРСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЛАБОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ И НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ)

Сидеритовые (в зоне окисления бурожелезняковые) пластовые месторождения в морских терригенно-карбонатных отложениях сходны по геологическому положению с охарактеризованными выше месторождениями Бакальской группы — они залегают в протерозойских сланцево-карбонатных свитах западного склона Южного Урала в древнем ядре герцинского антиклинория. Отличает их от Бакальских месторождений несколько иное стратиграфическое положение в протерозойских свитах и отсутствие в пределах месторождений даек диабазов. Месторождения прослежены буровыми скважинами в основном в пределах глубоких зон окисления, где обнаружены бурожелезняковые руды. Первичные сидеритовые руды вскрыты скважинами в немногих местах; их взаимоотношения с вмещающими карбонатно-сланцевыми породами изучены слабо. Происхождение сидеритовых руд в силу этого остается неясным, и отнесение их к классу морских осадочных месторождений достаточно условно. На Южном Урале в Комарово-Зигазинском и Катав-Ивановском районах известен ряд месторождений этого класса, относительно мелких с запасами менее 10 млн. т, не имеющих в настоящее время промышленного значения. Лишь Туканское месторождение несколько более крупное с запасами более 40 млн. т.

Гематитовые месторождения в морских терригенно-карбонатных отложениях известны в Ангаро-Питском железорудном бассейне на правобережье нижнего течения р. Ангары. Рудные залежи являются прибрежными фациями геосинклинальных верхнепротерозойских морских отложений — глинистых, песчано-глинистых, отчасти карбонатных, образующих синклиналь, осложненную складками более высоких порядков. Рудные пласты переслаиваются с аргиллитами, железистыми песчаниками и сланцами с взаимными фациальными переходами по простиранию. В составе руд участвуют гематит, гидрогематит, гётит, редко сидерит, магнетит, псиломелан, браунит, пирит; нерудные минералы представлены шамозитом, серицитом, глинистыми

минералами, кварцем. Преобладают гравелитовые руды из гематитового гравия в гематитовой основной массе, включающей также глинистый и кварц-песчанистый материал.

Кроме названного в табл. 1 Нижне-Ангарского месторождения в Ангаро-Питском бассейне известны Ишимбинское, Удоронгское и более мелкие месторождения.

Гематитовые и магнетит-гематитовые месторождения в эффузивно-осадочных толщах приурочены к формациям эвгеосинклиналей и располагаются в синклинальных зонах последних. Известные месторождения имеют девонский или нижнекарбоновый возраст.

У одних представителей данного класса (Холзунское и другие месторождения) проявлена самая тесная связь с вулканогенными фациями вулканогенно-осадочных формаций, выражающаяся в залегании рудных пластов среди вулканитов, их туфов и туффитов с наличием прослоев и линз вулканогенных пород в самом рудном пласте, а также в присутствии в составе руд пирокластических частиц. В других, относящихся к данному классу месторождениях, например Атасуйских, непосредственно вмещающими рудные пласты и линзы породами являются переслаивающиеся известняки, кремнисто-карбонатные, яшмовидные и аргиллитовые породы, однако подстилается рудоносная толща типично вулканогенно-осадочными формациями, включающими вулканиты, их пирокласты и в подчиненных количествах конгломераты, песчаники и алевролиты. Яшмовидные породы и яшмы самой рудоносной толщи могут считаться породами, возникающими в связи с вулканической деятельностью.

Характерно, что вулканические породы рудоносных толщ принадлежат в основном к кислому ряду — риолитам, порфирам и альбитофирам и их пирокластам.

Рудные залежи, являющиеся пластами и линзами в рудовмещающей толще, подвергаются складчатым и разрывным дислокациям вместе со всей вмещающей толщей, что обусловливает их согласное залегание в складчатых структурах рудных полей. В Холзунском месторождении толща прорвана гранитоидными интрузиями, вызывающими частичный контактово-гидротермальный метаморфизм рудных залежей.

В минеральном составе руд, исключая их контактово-метаморфизованные разности, участвуют гематит, в меньшей мере магнетит, сидерит, пирит, мало распространенные арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит. В числе нерудных минералов — хлорит, серицит, ферростильпномелан, кварц, халцедон, опал, доломит, анкерит, апатит; в слабо развитых зонах окисления — мартит, гётит, гидрогётит.

Кроме месторождений, названных в табл. 1, к этому классу относятся Коргонское (Алтай), Керегетас, Бес-Тюбе, Ктай, Джумарт в Атасуйском рудном районе (Центральный Казахстан). За рубежом месторождения рассматриваемого класса известны в Канаде, где они выделяются как «тип Алгома», залегают в слабо метаморфизованных докембрийских формациях (месторождения Мачипикотен и др.).

Месторождения с сидерит-лептохлорит-гидрогематитовыми бобово-оолитовыми рудами в морских карбонатно-терригенных отложениях представлены в Советском Союзе в трех мезо-кайнозойских железорудных бассейнах — Керченском, Аятском и Западно-Сибирском. Рудоносные формации входят в состав свит либо краевого прогиба области альпийской складчатости (Керченский бассейн), либо чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (Аятский и Западно-Сибирский

бассейны). В Керченском бассейне рудоносные толщи образуют пологие мульды, с углами падения крыльев 3—4°, редко до 6°, являющиеся остатками эродированных пологих брахисинклиналей; в Аятском и Западно-Сибирском бассейнах они лежат почти горизонтально. Рудные пласты принадлежат к прибрежно-морским фациям верхнемелового, палеогенового и неогенового возраста. В Керченском и Аятском бассейнах представлено по одному рудному пласту, в Западно-Сибирском — до четырех пластов при средних мощностях 2—20 м. Рудные пласты лежат на подстилающих слоях с некоторым размывом, и сами подвергаются частичному размыву при отложении осадков кровли.

Руды сложены в основном оолитами различных размеров гидрогётитового, гётитового, лептохлоритового или сидеритового состава, обломочками оолитов, примесями обломочного песчано-глинистого материала, сцементированы теми же минералами, которые образуют и оолиты. Встречаются линзы сидерита, прослои вмещающих песчано-глинистых пород. В Керченских месторождениях состав руд отличается некоторыми особенностями: в первичных неокисленных рудах в составе оолитов и цемента преобладают железистые лептохлориты, в малых количествах участвуют минералы фосфатов железа и гидроокислов марганца, магнезиально-железисто-марганцовистые карбонаты, сульфиды железа, мышьяковистые минералы. В зоне окисления руды превращены в бурые железняки с примесями фосфора, серы и мышьяка.

В Аятском и Западно-Сибирском бассейнах проявляется характерная закономерность изменения минерального состава руд по направлению от бывшей береговой линии в сторону открытого моря, т. е. в сторону углубления моря (для Аятского месторождения в восточном, для Западно-Сибирского бассейна в восточном и северном направлениях): гидрогётит постепенно уступает место лептохлоритам. На Аятском месторождении, кроме того, наблюдается более поздняя сидеритизация гидрогётитовых и лептохлоритовых руд, которую Б. Кротов связывает с регрессией мелового моря, с образованием замкнутых лагун.

За рубежом месторождения данного класса широко представлены в огромном Лотарингском бассейне минеттовых руд (мелкоолитовых) площадью 1100 км², расположенном в основном на территории Франции, частью в ФРГ, Бельгии и Люксембурге. Значительно развиты они в Китае. Будут кратко описаны Керченское, Аятское и Бакчарское (Западно-Сибирский бассейн) месторождения.

Магнетитовые, частью титанистые морские россыпи известны как среди современных, так и среди древних отложений. Современные месторождения представлены черными пляжными песками с повышенным содержанием магнетитовых песчинок на отдельных участках побережий некоторых морей — Черного, Каспийского, Японского и др. Ископаемые морские россыпи такого же состава, но литифицированные, известны в Азербайджане, Армении и в ряде зарубежных стран. В Советском Союзе подобные образования не рассматриваются как железорудное металлургическое сырье и они кратко охарактеризованы в разделе о месторождениях титана.

ОСАДОЧНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидрогётитовые бобово-оолитовые озерно-болотные месторождения представлены большим числом мелких месторождений, особенно на Русской платформе. Руды сложены большим или меньшим скоплением гидрогётитовых жеод и других форм стяжений

с оолитовой текстурой в глинисто-песчанистых озерно-болотных отложениях. Руды такого типа юрского возраста известны в Тульском и Липецком районах, в верховьях рек Вятки, Камы, Сысолы; в северной части Русской платформы они имеют четвертичный возраст, образуются в настоящее время.

Руды характеризуются низкими содержаниями железа — в пределах 30—40%. В настоящее время месторождения этой группы утеряли промышленное значение.

Месторождения с сидерит-лептохлорит-гидрогётитовыми рудами, бобово-оолитовые, природно-легированные хромом и никелем, озерно-болотные, связанные с корой выветривания ультрабазитов залегают практически горизонтально в озерных отложениях, частью лежащих с размывом на дунито-перидотитовых массивах с мезозойской корой выветривания, частью прилегающих к ним. Руды являются таким образом базальными континентальными платформенными отложениями. Они сложены гидрогётит-лептохлоритовыми оолитами с цементирующей массой того же состава и содержат обломочный материал продуктов размыва коры выветривания ультрабазитов — охристые, нонтронитовые, силикатно-никелевые, кремнистые, хром-шпинелидовые, магнетитовые частицы и обломки. Часть руд не содержит оолитов, являясь плотными, тонко- или толстослоистыми.

Основные месторождения СССР указаны в табл. 1. За рубежом месторождения данного класса как самостоятельные не выделяются, они распространены как части широко развитых в экваториальном поясе латеритных железных и железо-никелевых месторождений. Будет кратко описано Аккермановское месторождение.

Сидеритовые гипергенно-метасоматические месторождения в прибрежно-озерных грубообломочных отложениях характеризуются весьма специфическими геологическими условиями нахождения. Они связаны с меловой тектонической депрессией в палеозойских отложениях и приурочены к ее прибортовой части, где представлены прибрежно-озерными несортированными грубообломочными отложениями фации обвалов и осыпей, состоящими из различной величины обломков пород, слагающих борт депрессии, преобладают известняки. Слагая пласты и линзы, полого падающие к центру депрессии, в которых они выклиниваются путем фациальных переходов в алевропелитовые озерные отложения.

Замещению сидеритом подверглись известняковые обломки «конглобрекчий» и их тонкообломочный цемент, а также в небольшой степени примыкающие известняки борта депрессии вдоль тектонических трещин. В зоне окисления сидеритовые руды перешли в бурожелезняковые. Вероятно, источником железистых растворов являлись илистые донные отложения, превратившиеся после диагенеза в алевропелиты. Они содержали органические вещества растительного происхождения, что обусловило присутствие закисного железа в растворах, инфильтрировавших из илистых отложений в нижележащие грубообломочные отложения, и замещение их карбонатных компонентов сидеритом. Значительное распространение преобладающе известняковых «конглобрекчий» обусловлило крупные запасы сидеритовых и бурожелезняковых руд.

Представителем месторождений этого класса является описываемое ниже Березовское месторождение в Приаргуньской депрессии в Восточном Забайкалье. Кроме него известно еще несколько слабо изученных месторождений, приуроченных к той же депрессии.

Сидерит-лептохлорит - гидрогётитовые месторождения в древних речных отложениях получили в Советском Союзе важное экономическое значение с открытием крупного Лисаковского месторождения в Тургайской железорудной провинции. Рассматриваемые месторождения связаны с русловыми, пойменными, часто эстуариевыми отложениями олигоценовых палеорек Тургайского прогиба и Туранской плиты, врезанных в морские отложения чехла эпипалеозойской платформы. Песчано-глинистые рудоносные отложения залегают на размытой поверхности морских нижнеолигоценовых глин и перекрываются гравийно-глинистыми отложениями среднего и верхнего олигоцена. Рудные залежи вытянуты на десятки километров вдоль русла палеорек, представлены основной русловой залежью и сопровождающими ее линзовидными, овальными и неправильными меньшего размера залежами пойменной части. Руды преобладающе оолитовые.

В минеральный состав руд входят гидрогётит, лептохлориты, сидерит, анкерит, кальцит, кварц (обломочный), глинистые минералы, пирит, марказит, стильпносидерит, гипс, местами минералы гидроокислов марганца.

В Тургайском прогибе кроме Лисаковского выявлены того же типа Октябрьское и Шиелинское месторождения. В Северном Приаралье, кроме Талды-Эспе, известны месторождения Кутан-Булак, Кок-Булак и ряд более мелких. В зарубежной литературе месторождения данного класса не отмечаются.

Преобладающе мартитовые элювиально-делювиальные (валунчатые) месторождения известны около некоторых крупных магнетитовых месторождений, являясь по существу их участками. Руды представляют собой скопления в разной степени окатанных глыб, обломков и мелкообломочных частиц мартитизированных коренных руд в песчано-глинистой элювиально-делювиальной массе. Крупные залежи таких руд, теперь уже почти выработанные, располагались, например, на склонах вокруг Высокогорского магнетитового месторождения. Промывкой в бутарах получался высокого качества глыбово-обломочный рудный «концентрат».

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ОСТАТОЧНЫЕ И ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ)

Гётит-гидрогётитовые (бурожелезняковые), мартит-гидрогётитовые зоны окисления месторождений сидеритовых и скарново-магнетитовых руд. Образование зон окисления связано с эпохами древнего выветривания, проявившимися после вывода первичных месторождений на поверхность орогеническими движениями. Например, на Урале, где размещен ряд интересующих нас сейчас месторождений, зоны их окисления формировались в эпохи мезо-кайнозойских кор выветривания.

Распространению зон окисления на глубину способствовало повышение проницаемости рудных зон для гипергенных растворов вследствие развития разрывных тектонических нарушений. Минералогия месторождений рассматриваемой группы определяется составом первичных руд. Сидеритовые руды переходят в смесь минералов гидроокислов железа — гётита, гидрогётита, гидрогематита, турьита, содержат также кальцит, в качестве второстепенных — псиломелан-вад и пиролюзит; редкие — арагонит, гипс, а в продуктах окисления гидротермальных сидеритов редкие марказит, малахит, азурит, куприт, самородная медь, иногда скородит.

За счет скарново-магнетитовых руд возникают мартит-гидрогематитовые руды, содержащие кроме преобладающих мартита и гидрогематита, в зависимости от распространения в первичной руде скарновых и послескарновых силикатов и сульфидов — нонтронит, галлуазит, аллофан, бемит, кальцит, арагонит, куприт, ковеллин, малахит, азурит, хризоколлу, псиломелан-вад, лампадит, сферокобальтит, эритрин и др.

В значительном развитии зоны окисления, теперь уже либо полностью, либо существенно выработанные, представлены в уральских контактово-метасоматических месторождениях — Высокогорском, Гороблагодатском, Магнитогорском и др. Характерны они для сидеритовых месторождений Бакальского, Комарово-Зигазинских на Южном Урале, а также для многих зарубежных сидеритовых месторождений.

Месторождения гётит-гидрогётитовых руд, природно-легированных хромом и никелем, в коре выветривания ультрабазитов располагаются в зонах складчатых областей с комплексами ранних этапов развития эвгеосинклиналей фемического типа, включающими интрузивные тела ультрабазитов. Месторождения данной группы характерны для зон, где выведенные на поверхность комплексы подвергались древнему мезозойскому выветриванию. Рассматриваемый класс представлен немногими примерами на Урале и Северном Кавказе. Рудные залежи являются верхней охристой зоной профиля древней коры выветривания серпентинизированных дунитовых и перидотитовых массивов, которая ниже сменяется зонами силифицированных, выщелоченных нонтронитизированных и карбонатизированных (магнезит) серпентинитов.

Охристые зоны, распространенные в ряде силикатно-окисных никелевых месторождений коры выветривания ультрабазитов, из-за ограниченных мощностей и площадей не рассматриваются как источник промышленных железных руд. Обычно в одном и том же железорудном месторождении представлены руды коры выветривания и руды, являющиеся озерными отложениями продуктов размыва коры. Последние в отличие от первых слагают пласты и обладают оолитовой текстурой. Только в Елизаветинском месторождении на Среднем Урале осадочные руды отсутствуют.

Железные руды коры выветривания ультрабазитов состоят в основном из гидрогётита и примесей халцедона, опала, нонтронита, железистых хлоритов, магнезита, реликтовых акцессорных хромшпинелидов, пылеватого магнетита.

Кроме упомянутого самостоятельного Елизаветинского месторождения природно-легированные охристые руды в ассоциации с осадочными, также природно-легированными оолитовыми рудами, представлены в Ново-Киевском, Ново-Петропавловском и других месторождениях на Южном Урале, в Малкинском на Северном Кавказе. В Советском Союзе природно-легированные охристые руды коры выветривания имеют весьма ограниченное значение. За рубежом известны крупные месторождения железных руд коры выветривания в экваториальных областях — на Кубе, Гавайских островах, Филиппинах, в Гвиане, Суринаме и др.

Гидрогётитовые месторождения в элювиально-делювиальных отложениях на закарстованных известняках известны в литературе как «месторождения алапаевского типа». В типичном развитии они представлены на переходе Среднего Урала в Западно-Сибирскую плиту, где палеозойские комплексы Урала, затронутые мезозойским выветриванием, частично перекрыты меловыми и более поздними

отложениями чехла платформы. Месторождения располагаются над полосами палеозойских известняков, на которых лежат разноокрашенные неслоистые глины, являющиеся, вероятно, остаточной корой выветривания известняков. На таких глинах, а в местах их размыва непосредственно на известняках лежат делювиально-пролювиальные отложения, так называемые «белики» — породы неоднородного состава из быстро сменяющихся конгломерато-брекчий с глинистым цементом, глинистых песков и глин, в которых неравномерно распределены разной (преимущественно слабой) окатанности обломки окремнелых известняков, кремнистых сланцев, яшмовидных пород и кварца. Кверху обломочный материал беликов становится более тонким, появляется слоистость. На беликах лежат третичные опоки, четвертичные суглинки и пески.

Руды слагают пластообразные залежи, линзы и гнезда в нижней части беликовых отложений, примерно следуя в залегании карстовой поверхности известняков. Подошву рудного горизонта образуют цветные глины или известняки. Руды представляют собой стяжения, конкреции, корки, неправильные массы в основном гидрогётитового состава, иногда сидеритового, залегающие среди зеленых глин, частью с лептохлоритами, содержащих также кремнисто-кварцевые обломки, сохранившиеся при замещении беликов. Относительное количество рудных выделений варьирует от почти полного отсутствия связующих глин до рассеянных в глине стяжений или конкреций. Выше уровня грунтовых вод глины окислены, становятся охристыми. Инфильтрационно-метасоматическое образование рудных выделений не вызывает сомнений, наиболее вероятным источником железа являются продукты древней коры выветривания. В краевой части восточного склона Урала известно значительное число месторождений этого класса, но в большинстве случаев они мелкие и не имеют серьезного промышленного значения. Кратко описывается Алапаевская группа месторождений.

Мартитовые и гидрогематитовые месторождения в железистых кварцитах распространены на всех континентах и имеют весьма важное экономическое значение. Слагающие их руды являются продуктом природного обогащения железистых кварцитов, в результате выщелачивания кварца и разложения силикатов при процессах древнего выветривания. Выделяются два основных морфологических типа залежей руд коры выветривания — плащеобразные и так называемые линейные. Первые залегают на головах пластов железистых кварцитов в виде пологих рудных залежей значительной площади с карманообразной подошвой; вторые представляют собой уходящие на глубину, протяженные по простиранию и значительной мощности клино-штоко-столбо- и пластообразные рудные тела в железистых кварцитах. Те и другие покрыты отложениями чехла платформы, а при эрозии последних образуют выходы на поверхность.

Залежи типа линейной коры возникают в зонах разломов, трещиноватости, смятия, дробления, изгибов. Для части залежей предполагается образование их в качестве продуктов докембрийской площадной коры выветривания с последующим метаморфизмом и повторным выветриванием уже в последокембрийское время. В минеральной ассоциации руд месторождений данной группы участвуют характерные минералы коры выветривания: мартит и мартитизированный магнетит; гематит, как реликтовый железистых кварцитов, так и дисперсный; гидрогематит; гётит и гидрогётит; глинистые минералы; вторичные — пирит, карбонаты. Отмечаются маггемит, гипергенный магнетит, акцессорные апатит, алунит, сфен. Руды характеризуются высокими содержаниями железа, низкими содержаниями фосфора и серы.

3 Заказ 485

Месторождения данного класса широко представлены в Криворожском железорудном бассейне и в бассейне КМА, в Кременчугском железорудном районе. За рубежом известны многочисленные их представители в районе оз. Верхнего (США), Бразилии (штат Минас-Жераис и др.), в Индии, Либерии, в Западной Австралии.

Будут описаны Яковлевское и Михайловское месторождения КМА, месторождения Кривого Рога.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ (МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения железистых кварцитов залегают в метаморфизованных морских осадочных комплексах докембрийских геосинклиналей, составляющих кристаллические щиты, складчатый фундамент древних платформ или слагающих выступы древних структур в ядрах антиклинориев более молодых складчатых областей. Железистые кварциты принадлежат к геосинклинальным образованиям, но присущи только докембрийским складчатым областям. Они являются железистыми фациями докембрийских осадочных формаций и связаны с последними фациальными переходами. Железистые кварциты, являясь в подавляющей части морскими хемогенными осадками, достаточно четко обособляются среди терригенных и вулканогенно-осадочных вмещающих комплексов, давая переходные хемогенно-терригенные, хемогенно-терригенно-карбонатные и хемогенно-вулканогенные разности преимущественно в латеральных частях своих пластов.

Обломочно-терригенные материалы распространены в составе железистых кварцитов ограниченно, что указывает на отложение первичного осадка на том или ином удалении от береговой линии древних морей.

Все крупнейшие по запасам (миллиарды, десятки миллиардов тонн) месторождения железистых кварцитов — Криворожские, Кременчугские, Курской магнитной аномалии — относятся к нижнепротерозойской формации зеленых сланцев. Главными минералами железистых кварцитов этой формации являются кварц, магнетит, гематит, куммингтонит, биотит, хлорит, иногда сидерит, щелочные амфиболы и пироксены. Структура кварцитов преимущественно тонко- и мелкозернистая, редко среднезернистая, текстура слоистая и плойчатая. Месторождения этого типа залегают в осадочных и частично вулканогенно-осадочных породах. Эти месторождения получили название месторождений криворожского типа.

Более глубоко метаморфизованные месторождения амфиболитовой формации нижнепротерозойского возраста образуют менее крупные (сотни миллионов тонн) месторождения — Оленегорское, Костамукшское и др. Главными минералами кварцитов амфиболитовой формации являются кварц, магнетит, гематит, роговая обманка, геденбергит, диопсид. Структура кварцитов среднезернистая, текстура слоистая, местами неясно слоистая. Месторождения этого типа залегают в осадочно-вулканогенных породах и относятся к так называемому киватинскому типу.

Наиболее глубоко метаморфизованные месторождения гранулитовой формации архейского возраста образуют небольшие по запасам (десятки — первые сотни миллионов тонн) месторождения (Мариупольское, Тараташское и др.). Главными минералами кварцитов гранулитовой формации являются кварц, магнетит, гиперстен, актинолит, тальк, куммингтонит. Структура кварцитов крупнозернистая, текстура слоистая и неясно слоистая. Вмещающие породы представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными

отложениями. Для железистых кварцитов типичны средние содержания железа в пределах 30—41%, преобладающие — 32—37%. Железистые кварциты бедны фосфором и серой. В рассеянном состоянии с концентрациями, несколько превышающими кларковые содержания, отмечаются бериллий, бор, кобальт, галлий, германий, иттрий.

В Советском Союзе весьма значительные ресурсы железистых кварцитов сосредоточены на Кольском полуострове и в Карелии (Оленегорское, Кировогорское, Костамукшское, Межозерское и др.), в бассейне КМА (Коробковское, Лебединское, Стойленское, Салтыковское, Осколецкое, Михайловское и ряд других месторождений); в Криворожско-Кременчугском железорудном бассейне (Скелеватское, Ингулецкое, Новокриворожское, Большая Глееватка, Первомайское, Горишне-Плавнинское и др.); в Казахстане — Карсакпайская группа; на Дальнем Востоке — Мало-Хинганская и Уссурийская группы месторождений. Выявлены, но слабо еще изучены железистые кварциты в Туве, на западном склоне Урала, первенцем которого является Тараташское месторождение.

За рубежом широко известны крупные районы распространения железистых кварцитов — железорудный пояс Лабрадора (Канада), большая группа месторождений в районе Верхнего озера (США), в штате Минас-Жераис (Бразилия), ряд крупных районов в Индии, недавно открытые крупнейшие рудные районы в Западной Австралии, месторождения Аньшаньской группы и другие на севере КНР, Мусанское месторождение (КНДР) и ряд районов распространения железистых кварцитов в других странах.

Магнетитовые и магнетит-железнослюдковые контактово-метаморфизованные осадочные месторождения могут быть определенно отнесены к этому классу только при наличии не вызывающих сомнений реликтов осадочных руд. Примеры месторождений этого класса пока единичны. Из промышленных железорудных месторождений известно только Холзунское месторождение в Горном Алтае. В нем отчетливо наблюдаются реликты вулканогенно-осадочных магнетит-гематитовых руд и реликтовые структуры таких руд в самих контактово-метаморфизованных рудах. Контактовый метаморфизм обусловлен воздействием гранитных интрузий. Характерно сочетание в пределах рудного поля скарновых и гидросиликатных типов оруденения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Кусинское месторождение

Кусинское титаномагнетитовое месторождение расположено на западном склоне Южного Урала в 23 км к северу от г. Златоуста. Рудные тела залегают в северной части одноименного габбро-амфиболитового интрузива, вытянутого в северо-восточном направлении на протяжении около 15 км, при ширине в районе месторождения 0,3—0,8 км. Дайкообразное тело Кусинского интрузива круто, местами почти вертикально, падает на юго-восток. Вмещающими интрузив породами с северо-западной стороны являются протерозойские доломиты, с юго-восточной — гнейсо-граниты. Последние слагают также вытянутый в северо-восточном направлении интрузив с шириной против месторождения около 2 км. На его юго-восточном контакте расположены протерозойские слюдисто-кварцевые сланцы и кварциты. Гранитоиды внедрились после габброидов, вдоль контакта последних со сланцами и кварцитами. В габбро-амфиболитах

Кусинского интрузива наблюдаются дайки гранитов и аплитов, а также кварцевые жилы.

Кусинский интрузив первоначально слагался габброидами с подчиненными пироксенитами, анортозитами и габбро-пегматитами и с рудными телами. В результате тектонических воздействий и внедрения гранитов породы и руды интрузива были в значительной мере рассланцеваны и испытали метаморфизм амфиболитовой ступени с развитием амфиболитов, горнблендитов, а близ контакта с гнейсо-гранитами — биотитовых сланцев. Среди амфиболитов наблюдаются эпидозиты, амфибол-хлоритовые и амфибол-гранатовые породы, слюдяные и хлоритовые сланцы. Гранитоиды также подверглись метаморфизму, превратившись в гнейсо-граниты.

Широко проявленные процессы метаморфизма являются специфической особенностью Кусинского месторождения; они наложили отпечаток не только на минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород, но и на морфологию рудных тел, на соотношения магнетита с ильменитом.

Кусинское месторождение занимает участок длиной 2,8 км в центральной части интрузива и представлено четырьмя субпараллельными, вытянутыми по простиранию интрузива пласто- или жилообразными телами сплошных титаномагнетитовых руд, а также зонами вкрапленного оруденения. Тела сплошных руд приурочены к пачке полосчатых метагабброидов из чередующихся тонких псевдослоев бесполевошпатовых и гранатсодержащих полевошпатовых амфиболитов. Вкрапленные руды развиты преимущественно в меланократовых амфиболитах, вероятно апопироксенитовых.

Протяженность тел сплошных руд от 180 до 2500 м, мощность преимущественно 2—3 м, местами до 8 м. В ряде случаев они разорваны послерудными сдвигами с амплитудами 70—75 м, реже надвигами с амплитудами до 25 м.

В верхних горизонтах месторождения тела сплошных руд залегали моноклинально, круто падая на юго-восток, местами они вертикальны. При разведке глубоких горизонтов неожиданно выявилось плавное изменение направления падения рудных тел с переходом по всему простиранию на западное, затем горизонтальное и снова северо-восточное, пологое.

В разрезе тела имеют форму клюшки. Такие же деформации установлены и для гнейсоватости вмещающих амфиболитов. Подобное изменение падения естественно связывать с пластическими деформациями типа складок и флексур, которым подверглись породы и руды при их метаморфизме. На флангах месторождения установлены плавные дугообразные изгибы рудных тел по простиранию.

На месторождении выделяются два основных типа руд — сплошные и вкрапленные. Сплошные руды на 90—95% сложены рудными минералами — титаномагнетитом, магнетит-ильменитом (ильменит с вростками магнетита), ильменитом, магнетитом. Два последних являются поздними генерациями, возникшими при метаморфизме двух первых. Названные рудные минералы содержат также спорадически включения хёгбомита, шпинели, корунда, рутила. В малых количествах в рудах присутствуют хлорит, биотит, гранат, гематит, пирит, пирротин, халькопирит, карбонаты, кварц. Сплошные руды часто смяты, трещиноваты. В трещинках выделяются хлориты, флогопит, биотит, гранат, сульфиды, турмалин, кварц, кальцит.

Вкрапленные руды содержат те же главные рудные минералы, среди прочих преобладает амфибол, присутствуют гранат, хлорит, плагиоклазы, сульфиды, сфен, спорадически апатит.

Детальными исследованиями (Мясников, 1959), установлено, что при метаморфизме руд Кусинского месторождения, когда первичные породы превращались в амфиболиты, происходила значительная перегруппировка магнетита и ильменита в рудах. Перекристаллизация первичного титаномагнетита со структурой распада твердого раствора приводила к укрупнению включений ильменита с преобразованием его ламеллей в зерна; зерна титаномагнетита распадались на более мелкие, по границам которых выделялись новообразования чистых ильменита и магнетита. Образующиеся при метаморфизме амфибол и гранат интенсивно корродировали зерна титаномагнетита, причем магнетит растворялся и переотлагался, а вростки ильменита сохранялись, что также приводило к обособлению ильменита. Таким образом, в результате метаморфизма первичные руды Кусинского месторождения были в той или иной мере преобразованы в ильменит-магнетитовые руды особого типа, более ценные в промышленном отношении, чем обычные титаномагнетитовые.

Кусинское месторождение в настоящее время близко к полной отработке.

Пудожгорское месторождение

Пудожгорское месторождение титаномагнетитовых руд находится в 138 км к юго-западу от ж.-д. ст. Медвежья Карельской АССР. Оно приурочено к лежачему боку пластового пологопадающего протерозойского интрузива диабазов. Оруденение выражено шлирами и вкрапленностью титаномагнетита различной концентрации в амфиболитизированных диабазах и габбро-диабазах. Рудная залежь средней мощностью 14—17 м разведана по простиранию на 7 км и на глубину 330 м. Падение залежи юго-западное, под углами от 8 до 50° (Железорудная база. . ., 1957).

Основным рудным минералом является титаномагнетит, в небольших количествах встречаются ильменит, халькопирит, борнит, ковеллин, пирит, пирротин и сфалерит. Нерудные минералы представлены плагиоклазами, амфиболом, пироксеном, биотитом, хлоритом. Руды обладают массивной текстурой.

Средние содержания в руде (в вес.%): Fe 28,7; TiO_2 5,5—8,5; P_2O_5 0,44; Co 0,004—0,01; Cu 0,07—0,15; S 0,07—0,16; и P 0,08—0,12.

Запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ 248 млн. т.

Качканарское месторождение

Качканарское месторождение (Гусевогорское и собственно Качканарское) находится в Исовском районе Свердловской области в 30 км к северо-западу от ж.-д. ст. Нижняя Тура.

Рудоносный Качканарский габбро-пироксенитовый плутон занимает площадь около 110 км². Он имеет изометричную форму и относится, по-видимому, к типу лакколитов (рис. 2). Вмещающими плутон породами являются на восточных контактах плагиоклазовые порфириты и эффузивные диабазы силурийского возраста, на западных — слюдяные и кремнистые сланцы ордовика. В северной и южной периферических частях плутона габбро сменяются амфиболитами. Пироксениты слагают половину площади интрузива и представлены двумя массивами: Гусевогорским на востоке и Качканарским на западе.

Гусевогорский пироксенитовый массив, частично сложенный перидотитами, горнблендитами и габбро, вытянут в меридиональном направлении на 8,5 км при ширине 1—3,5 км.

Качканарский пироксенитовый массив, в составе которого участвуют также оливиниты и перидотиты, вытянут в северо-восточном направлении на 5,5 км, средняя его ширина 3,2 км. В пределах Гусевогорского месторождения

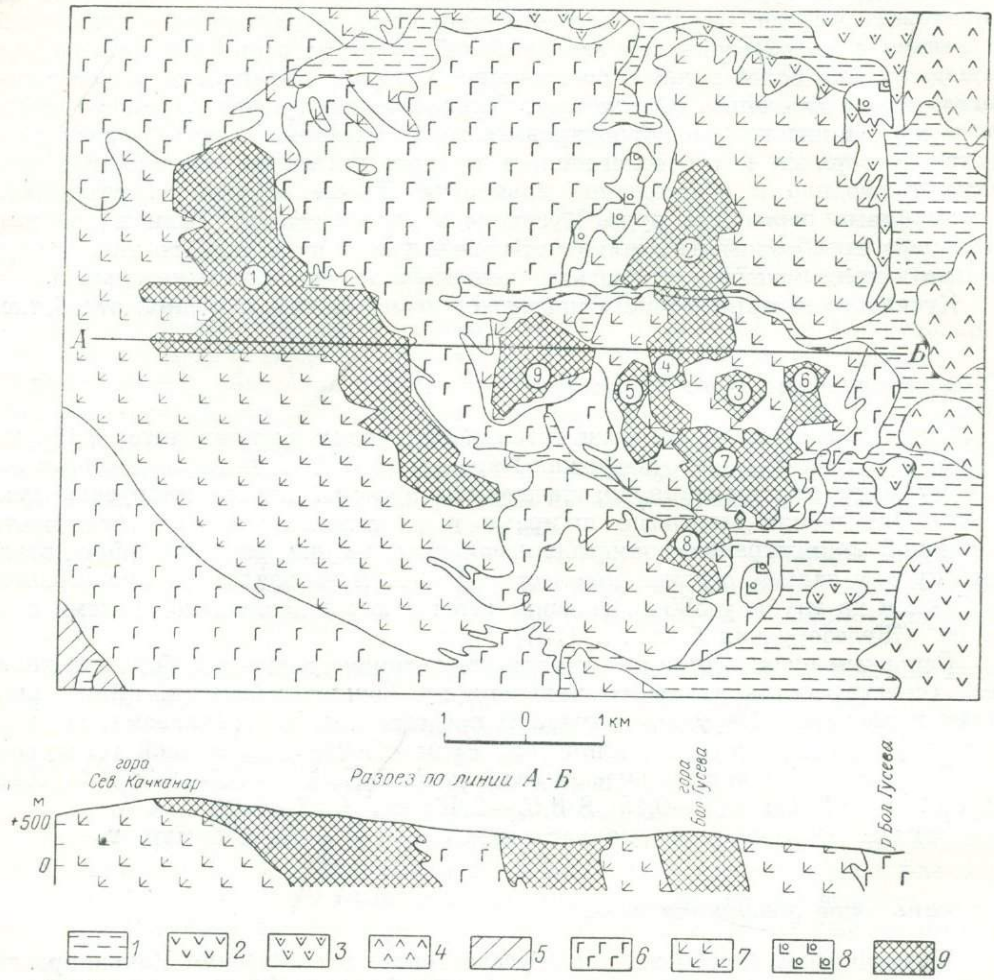


Рис. 2. Схема геологического строения района Гусевогорского и Качканарского месторождений. По *З. Рупасовой.*

1 — современные аллювиальные отложения; *2—4* — эффузивы силура: *2* — порфириты, *3* — амфиболиты плагиоклазовые, *4* — эпидиабазовые; *5* — альбит-хлоритовые, роговообманково-плагиоклазовые, слюдистые и другие сланцы ордовика; *6—8* — интрузивные породы: *6* — габбро, *7* — пироксениты, *8* — горнблендиты; *9* — рудные залежи (цифры в кружках): 1 — собственно Качканарское месторождение; 2—9 — рудные залежи Гусевогорского месторождения: 2 — Северная, 3 — Промежуточная I, 4 — Промежуточная II, 5 — Промежуточная III, 6 — Восточная, 7 — Главная, 8 — Южная, 9 — Западная

выделяется девять рудных залежей, эксплуатируется Главная залежь; площадь кондиционного оруденения последней равна 1,1 км². В контуре промышленного оруденения имеются слаборудные (некондиционные) и безрудные участки, обычно изометричные, площадью от 1000 до 2200 м². Оруденение распространяется на глубину более 500—600 м; скважины, пройденные до этих глубин, не вышли из кондиционных руд.

Как рудоносные, так и безрудные пироксениты пересечены большим количеством даек роговообманковых и кварцевых плагиоклазитов мощностью до 2 м, с разнообразным простиранием и падением под углами 20—90°.

Рудные тела образованы вкрапленностью титаномагнетита, реже шлировыми выделениями и прожилками массивных руд в основном в пироксенитах габбро и горнблендитах, в значительно меньшей мере в перидотитах и оливинитах. Руды месторождения подразделяются на пять природных типов: крупно- (более 3 мм), средне- (1—3 мм), мелко- (0,2—1 мм), тонко- (0,05—0,2 мм) и дисперсно-вкрапленные (менее 0,05 мм).

Основным рудным минералом является титаномагнетит со структурой распада твердого раствора, содержащий 2—18% ильменита. Титаномагнетит содержит изоморфную примесь ванадия. Второстепенными рудными минералами являются пирит и пирротин, редко встречаются халькопирит, петландит и борнит, а также самородная платина и платиноиды. Нерудные минералы представлены пироксенами, амфиболами, оливином, серпентином, плагиоклазами, иногда эпидотом, апатитом, цоизитом, шпинелью, и продуктами изменения пироксенов и амфиболов — хлоритом и биотитом.

Руды характеризуются низким содержанием полезных компонентов (в вес.%): Fe 15—18, при колебании от 14 до 34 (кондиционное более 16%); TiO_2 0,8—2; V_2O_5 0,05—0,31; платины — десятые доли г/т; фосфор и сера практически отсутствуют.

При металлургической переработке железо-ванадиевых концентратов кроме чугуна получают ванадий, путем извлечения его из конверторных шлаков.

Запасы по категориям $A + B + C_1$ Гусевогорского месторождения 3,5 млн. т, Качканарского — 2,6 млн. т, при среднем содержании железа в рудах 16,6%. Гусевогорское месторождение разрабатывается карьером, Качканарское подготавливается к эксплуатации.

Ковдорское месторождение

Ковдорское (или Ено-Ковдорское) месторождение находится в Кировском районе Мурманской области. Оно приурочено к одноименному массиву ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов площадью 40 км². Массив является многофазным интрузивом центрального типа и сложен последовательно внедрившимися оливинитами, ийолит-мейтельгитами, нефелиновыми сиенитами, а также сложным комплексом силикатных метасоматитов и карбонатитов.

Магнетитовые руды и магнетитсодержащие породы слагают вытянутое в субмеридиональном направлении рудное тело длиной свыше 1,3 км и шириной 100—800 м, залегающее среди ийолитов и пироксенитов в юго-западной части массива (рис. 3); разведано оно до глубины 600—700 м.

Рудная залежь окружена сплошной оторочкой флогопит-апатит-форстеритовых пород мощностью от 20 до 120 м, отделяющей рудные тела от вмещающих ийолитов и пироксенитов. Эти породы встречаются и внутри залежи в виде полос, пятен, линз.

Руды месторождения состоят из апатит-форстеритовых пород, пронизанных магнетитовыми жилами и прожилками с присутствием кальцита (10—50%) и преобладающим содержанием кальцита (50—80%). Последние часто переходят в карбонатиты. На месторождении преобладают руды с небольшим содержанием кальцита: апатит-форстерит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые и флогопит-апатит-форстерит-магнетитовые (Оценка железорудных месторождений . . ., 1970).

По текстурам среди руд различаются полосчатые, вкрапленные, пятнистые и массивные. Структура руд аллотриоморфнозернистая. Размеры зерен магнетита колеблются от 0,5—5 мм до нескольких сантиметров при преобладании зерен крупнее 1 мм. Характерной особенностью магнетита является наличие в нем включений оливина, апатита, кальцита, шпинели. Из других рудных минералов в незначительном количестве встречаются ильменит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит. Распространение сульфидов неравномерное.

Магнетит отличается повышенным содержанием окиси магния (4,7—7,9%) и глинозема (2—4,4%), за счет которого при распаде образуется шпинель.

Все разновидности коренных руд, а также карбонатиты, содержат неравномерную тонкую вкрапленность бадделеита.

В рудах содержится (в вес. %): Fe 20—55 (в среднем 28,8); MgO 15—17; CaO 11—12; P 2,9; S 1,19; MnO и TiO_2 — десятые доли процента.

Запасы магнетитовых руд Ковдорского месторождения по категориям $A + B + C_1$ составляют 555 млн. т., по категории C_2 — 153 млн. т. Кроме магнетитового концентрата из руд месторождения будут извлекаться апатитовый и бадделеитовый концентраты.

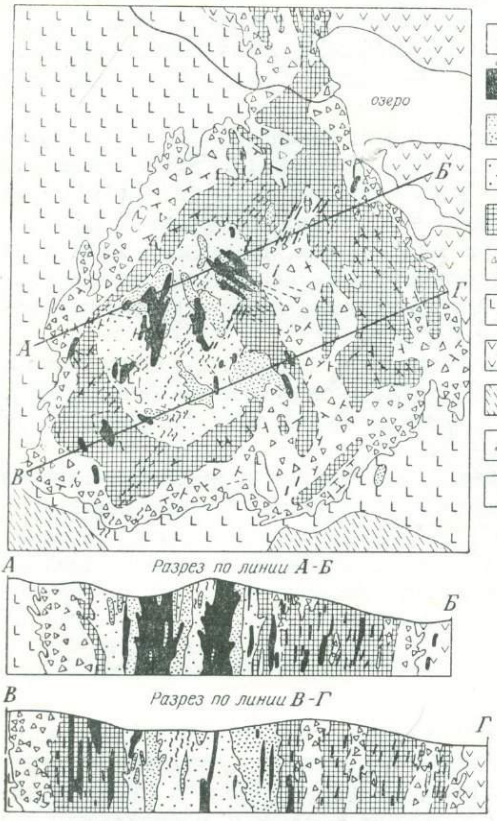


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ковдорского магнетитового месторождения. По *В. Намоюшко, А. Михеевич и О. Римской-Корсаковой.*

1 — доломитовые карбонатиты; *2* — кальцитовые карбонатиты (*а* — неправильные тела, *б* — жильные тела); *3* — кальцит-магнетитовые и апатит-кальцит-магнетитовые руды; *4* — магнетитовые руды с кальцитом, апатит-форстеритовые и флогопит-форстеритовые руды; *5* — магнетитовые руды апатит-форстеритовые, форстеритовые, флогопит-апатит-форстеритовые; *6* — апатит-форстеритовые породы с реликтами щелочных пород и пироксенитов, отчасти превращенных в слюдиты; *7* — ийолит-уртиты, ийолиты и мельтейгиты; *8* — пироксениты; *9* — фениты; *10* — участки распространения франколита (штаффелита); *11* — ориентировка магнетитовых жил

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Песчанское месторождение

Песчанское месторождение находится в 10 км южнее г. Краснотуринска Свердловской области. Оно состоит из Северо-Песчанского, Западно-Песчанского, Южно-Песчанского и Ново-Песчанского участков. Месторождение приурочено к западному контакту Песчанского диоритового массива, представляющего собой северо-западную часть ауэрбаховского интрузивного комплекса и прорывающего осадочные и вулканогенно-осадочные толщи кобленцского яруса нижнего девона. Эти породы представлены внизу мраморизован-

ными известняками, выше залегают переслаивающиеся туфопесчаники, туфосланцы и туфы андезитовых порфиритов с прослоями известняков, в верхней части разреза находятся роговообманково-плагиоклазовые порфириты и их туфы с резко подчиненным количеством туфопесчаников. Залегают они полого (падение меняется от 5 до 50°) и срезаются крутым контактом интрузива. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы и прилегающая часть массива пересекаются многочисленными дайками диабазовых, диоритовых и габбро-диабазовых порфиритов, спессартитов, вогезитов и др. (рис. 4).

Вмещающие породы разбиты тектоническими нарушениями на блоки, одни из которых приподняты, а другие опущены. Рудные залежи, особенно крупные, окаймляются широкими ореолами метасоматически измененных вмещающих пород. Интенсивное скарнирование захватывает эти породы в радиусе от 30 до 120 м; иногда скарнирование и осветление пород отмечается на расстоянии до 200—500 м от рудных залежей. В вулканогенных породах развивается альбитизация, сопровождаемая эпидотизацией, хлоритизацией и карбонатизацией. Образование эпидозитов обычно приурочено к зоне разломов и сопровождается небольшими залежами сульфидных медных руд прожилково-вкрапленного типа.

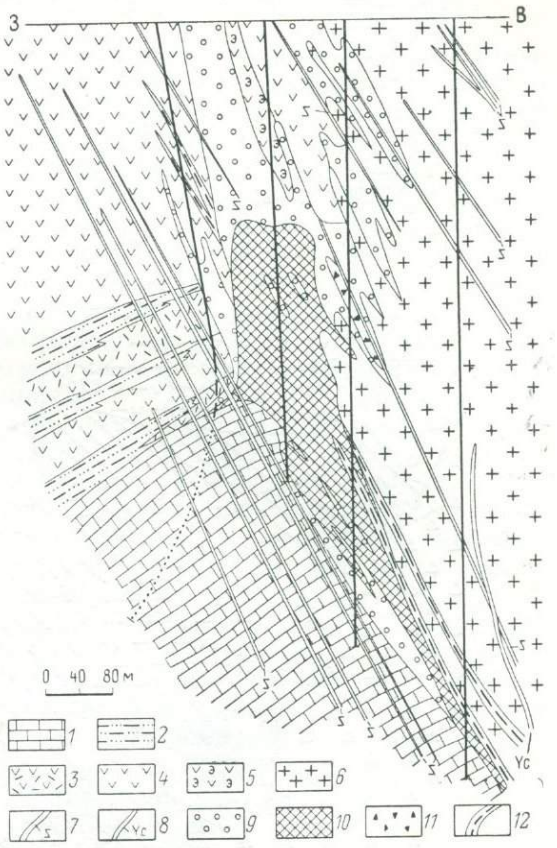
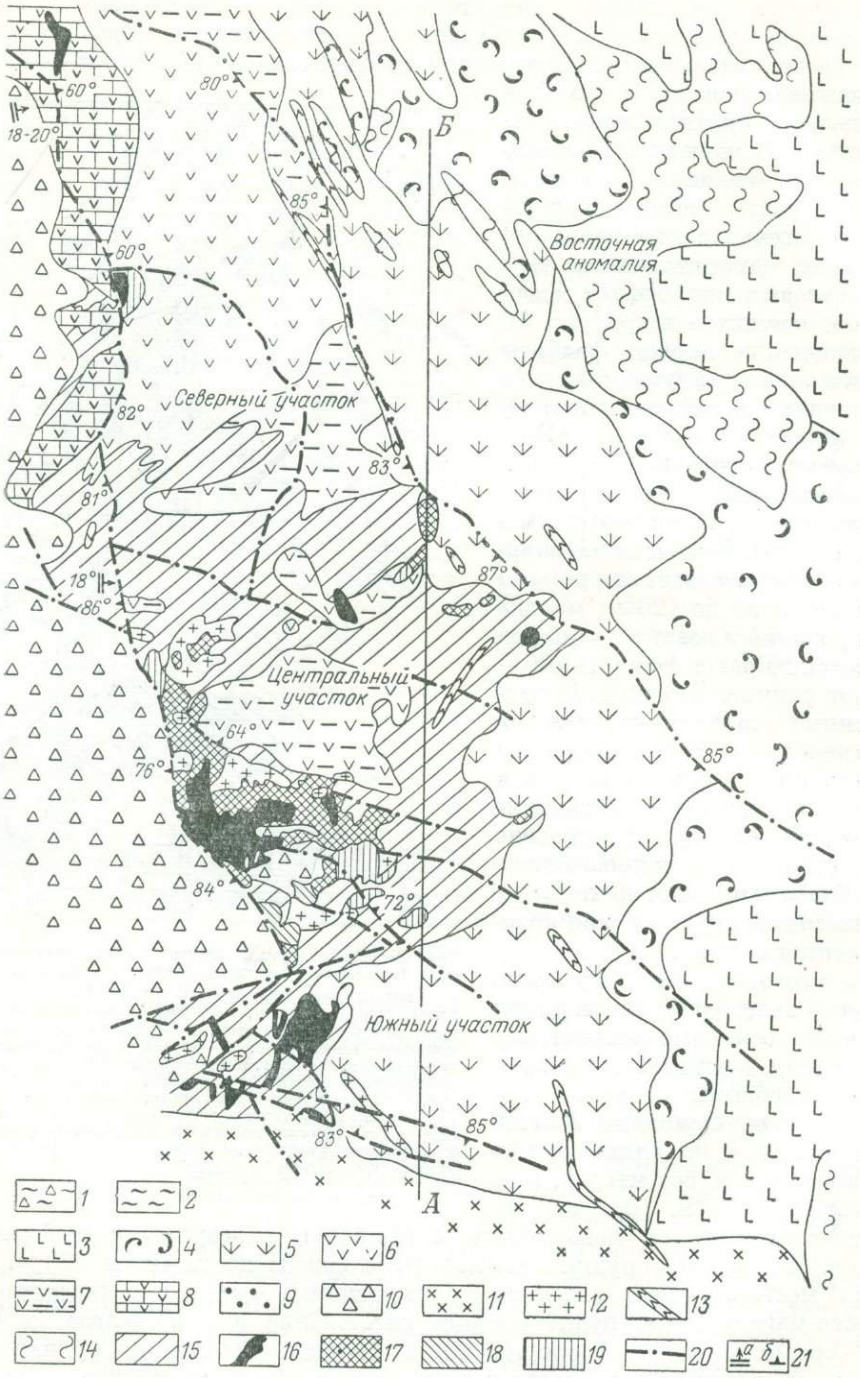


Рис. 4. Геологический разрез Северо-Песчанского участка Песчанского месторождения. По *А. Усенко.*

1 — известняки мраморизованные; *2* — слоистые туффиты, туфопесчаники; *3* — туфы роговообманково-плагиоклазовых порфиритов; *4* — роговообманково-плагиоклазовые порфириты; *5* — туфы и порфириты эпидотизированные, диопсидизированные; *6* — диориты; *7* — дайки диабазовых порфиритов; *8* — дайки спессартитов; *9* — скарны гранатовые, пироксен-гранатовые; *10* — руда магнетитовая; *11* — скарново-халькопиритовая руда (вкрапленность и прожилки халькопирита в пироксен-гранатовом скарне); *12* — хлорит-серицит-кварц-карбонатные породы

На месторождении разведано 17 рудных залежей, из них в шести заключены основные запасы месторождения, а остальные являются забалансовыми из-за небольших размеров. Основные залежи имеют размеры по длине и ширине в несколько сот метров, а по мощности 40—80 м. Все залежи не имеют выходов на поверхность и выявлены в результате геофизических поисков. По падению рудные залежи прослежены до глубины 900 м.

На месторождении выделяют магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и скарново-магнетитовые руды. Среднее содержание в них железа от 48,5 до 54%, серы от 2 до 3%, фосфора 0,037%. Западно-Песчанская рудная залежь отличается повышенным содержанием халькопирита; среднее содержание меди в ней 0,61%.


Северный участок
Центральный участок
Южный участок
Восточная аномалия
А
Б
60°
18-20°
80°
85°
60°
82°
81°
18°
86°
83°
87°
64°
76°
84°
72°
85°
85°
83°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Запасы магнетитовых руд Песчанского месторождения по категориям $A + B + C_1$ 173 млн. т, по категории C_2 — 24 млн. т. Северо-Песчанский участок разрабатывается.

Гороблагодатское месторождение

Гороблагодатское месторождение расположено на северо-восточной окраине г. Кушвы Свердловской области в зоне секущего контакта диорито-сиенитового массива с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами туринской свиты (рис. 5). Рудовмещающими породами является комплекс вулканических (порфириты) и вулканогенно-осадочных (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевриты) пород гороблагодатской толщи (верхний лудлов) мощностью 250—540 м. В южной части месторождения эти породы прорваны и частично ассимилированы диорито-сиенитовой интрузией, которая образует с ними секущий контакт сложной морфологии субширотного простирания, круто погружающийся на глубину. Вблизи интрузива вмещающие породы подвергались контактово-метасоматическому метаморфизму, в результате чего образовались гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, магнетитовые скарны, «оспенные» руды и скаполитовые породы.

Вулканогенно-осадочные породы туринской свиты слагают западное крыло Туринско-Тагильской синклинальной структуры и падают на восток под углом 20—30°. Простирание пород в северной части 300—340°, в южной 10—30°. Общее моноклинальное залегание пород осложнено складчатостью второго порядка (рис. 6). Для складок второго порядка характерны северо-восточная ориентировка осей и асимметричность строения, обусловленная более крутым падением южных крыльев. На месторождении отмечаются дорудные и пострудные разрывные нарушения. Ориентировка дорудных разрывных нарушений совпадает с осями складок второго порядка, что свидетельствует об их близком времени формирования. Пострудные нарушения имеют два главных направления: северо-западное и юго-восточное. Оба направления определяются системой субпараллельных нарушений и смещений, образующих ступенчатые сбросы.

Рудный метасоматоз максимально проявился в экзоконтактовой зоне и в ослабленных зонах северо-западного простирания, параллельных или совпадающих с главным дорудным сбросом. Здесь находятся наиболее крупные рудные залежи. С удалением от контакта интрузива в северном направлении мощности рудных тел постепенно уменьшаются (Овчинников, 1960).

На месторождении выделено 15 рудных тел, пространственно и генетически тесно связанных с зонами скарнирования или скаполитизации. По стратиграфическому положению выделяются три рудных горизонта. Два горизонта —

Рис. 5. Схематическая геологическая карта Гороблагодатского месторождения. По *Б. Алешину, Ю. Глазову, Е. Клевцову, А. Пуркину.*

1 — четвертичные отложения, отвалы; *2* — мезозойская кора выветривания; *3—4* — верхняя часть туринской свиты: *3* — плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые трахиандезитовые порфириты, *4* — крупнообломочные кристалло-лито-витрокластические туфы трахиандезитовых порфиритов; *5—10* — нижняя часть туринской свиты: *5* — плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые трахибазальтовые порфириты экструзивные, *6* — эффузивные плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые трахибазальтовые порфириты, *7* — мелко- и крупнообломочные туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, *8* — базальт-известняковые конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов, *9* — туфопесчаники и алевролиты, *10* — миндалекаменные пироксеновые базальтовые порфириты (мысовская толща); *11* — сиениты биотит-пироксен-роговообманковые, среднезернистые; *12—14* — жильные образования: *12* — сиенит-порфиры и микросиениты субщелочные, *13* — пироксен-плагиоклазовые трахибазальтовые порфириты, *14* — метасоматиты пироксен-скаполитовые; *15* — скарны гранатовые, пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые и скарнированные породы, *16—19* — руды: *16* — магнетитовые, *17* — гранат-магнетитовые, *18* — ортоклаз-магнетитовые («оспенные»), *19* — магнетит-гранатовые скарны; *20* — тектонические нарушения; *21* — элементы залегания слоистости (*а*), разломов (*б*)

нижний и средний — залегают в породах гороблагодатской толщи, а верхний — в зоне пироксен-скаполитовых пород вышележащей туринско-колясниковской толщи (тоже верхний лудлов). Размеры рудных тел колеблются по длине от 200 до 930 м, по мощности от 2 до 84 м. Длина их по падению изменяется от 530 до 1600 м.

Форма рудных тел пластообразная, реже линзообразная, залегают они согласно с рудовмещающими породами. Проявление пострудных разрывных нарушений и вертикальных смещений вдоль крутопадающей поверхности значительно осложняет морфологию рудных залежей. Для месторождения характерно срединное положение рудных тел внутри скарновой зоны, что соответствует одной из распространенных форм метасоматической зональности. Объем скарновой зоны на месторождении намного превышает объемы рудных тел. Лишь в северной части месторождения зоны скарнов невелики или отсутствуют.

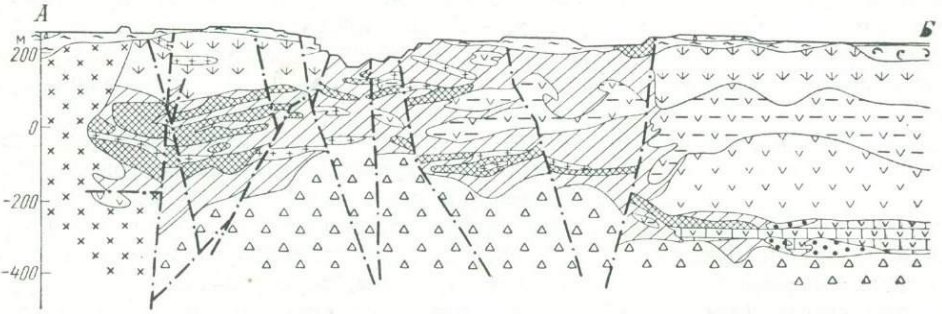


Рис. 6. Продольный геологический разрез Гороблагодатского месторождения. По *Б. Алешину, Ю. Глазову, Е. Клевцову, А. Пуркину.*
Условные обозначения см. на рис. 5.

По минеральному и химическому составу на месторождении выделяется два типа руд: скарновые и «оспенные». Скарновые руды характеризуются парагенезисом гранат — магнетит или гранат — эпидот — магнетит и наличием в магнетите примесей марганца, «оспенные» — парагенезисом ортоклаз — пироксен — скаполит — магнетит и наличием в магнетите примеси титана и ванадия. «Оспенные» руды имеют подчиненное распространение. Они тесно связаны с дайками микросиенитов и сиенит-порфиров и образуются в процессе их замещения.

В магнетитовых рудах месторождения наиболее распространены массивные, пятнистые, вкрапленные и полосчатые текстуры. Главными минералами руд являются магнетит, гранат, пироксен, ортоклаз, местами скаполит; второстепенными (от 1 до 10%) — пирит, халькопирит, кальцит, эпидот, хлорит, альбит, пренит, цеолит, редко встречаются (менее 1%) — сфалерит, гематит, пирротин, галенит, борнит, марказит, мушкетовит, апатит, сфен, кварц и флюорит.

Скарновые руды по минеральному составу, текстурно-структурными особенностям и содержанию железа подразделяются на сплошные магнетитовые, гранат-магнетитовые, магнетит-гранатовые руды и магнетит-гранатовые скарны. Средний по месторождению состав руд характеризуется содержанием (в вес.%): Fe 35,5; SiO_2 18,77; TiO_2 0,60; Al_2O_3 8,29; MnO 0,95; CaO 11,48; MgO 1,86; V_2O_5 0,05; S 0,68; P 0,053; Co 0,022; Cu 0,13; Zn 0,078; п. п. п. 3,60; H_2O 0,32.

Запасы железных руд по категориям $A + B + C_1$ на месторождении составляют 141,2 млн. т, по категории C_2 — 16 млн. т. Гороблагодатское место-

рождение разрабатывается открытым и подземным способами. Основная часть добычи производится из Центрального карьера. Глубокие горизонты месторождения отрабатываются шахтой Южная.

Дашкесанское месторождение

Дашкесанское магнетитовое месторождение расположено на северо-восточном склоне Малого Кавказа, в Дашкесанском районе Азербайджанской ССР, в 40 км к юго-западу от г. Кировабада. Район месторождения относится к Сомхито-Карабахской структурно-фациальной зоне Малого Кавказа и сложен вулканогенно-осадочными породами средне- и верхнеюрского времени, образующими пологую Дашкесанскую синклиналь общекавказского простирания (рис. 7).

Среднеюрские отложения представлены последовательно снизу вверх кварцевыми порфирами и их туфами, туфоалевролитами и кварцевыми туфопесчаниками, агломератовыми туфами с прослоями псаммитовых туфов, порфиритами, слоистыми желтыми туффитами, магнетитовыми туфопесчаниками и песчаниками, глыбовыми туффитами и туфоконгломератами, мелкообломочными туфами и туффитами. Верхнеюрские отложения начинаются переслаивающимися аргиллитами, песчаниками и мергелями, на которых лежат агломератовые туфы, известковистые туффиты и туфобрекчии, известняки (мощностью до 250 м), туфы и туффиты. Все эти отложения прорваны крупным Дашкесанским многофазным габброидно-гранитоидным интрузивом нижнемелового (неокомского) возраста, на который с размывом налегают верхнемеловые песчаники и мергели.

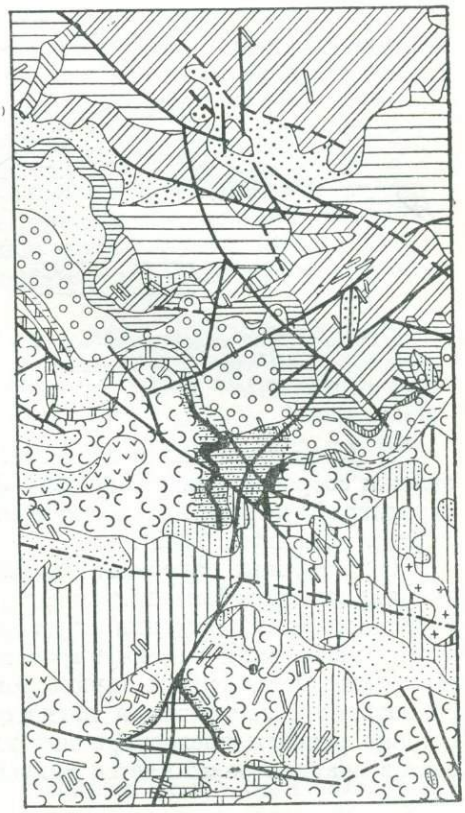


Рис. 7. Схематическая геологическая карта района Дашкесанского железорудного месторождения.
По *М.-А. Кашкаю.*

1 — четвертичные отложения; *2* — кимериджские, экструзивные и эффузивные диабазы; *3* — туфы и туффиты кимериджа; *4* — роговики по породам оксфорда — кимериджа и отчасти средней юры; *5* — скарново-рудные залежи; *6* — оксфорд-кимеридж, мраморизованные известняки (лузитанская толща); *7* — келловей, аргиллиты и песчаники с прослоями мергеля; *8* — бат, титанистые магнетитовые песчаники и туфопесчаники; *9* — бат нижний, диабазы и диабазовые порфириты; *10* — бат нижний, агломератовые туфы с прослоями мелкообломочных туфов и туфопесчаников; *11* — туфоалевролиты и кварцевые туфопесчаники верхнего байоса; *12* — байос верхний, кварцевые порфиры и их туфы; *13—16* — интрузивные породы (нижний мел, неоком): *13* — первая интрузивная фаза, габброиды (габбро, нориты, габбро-диориты, диориты), *14* — вторая интрузивная фаза, гранитоиды (адамеллит-гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты), *15* — третья интрузивная фаза (гранит-аплиты, аляскиты), *16* — четвертая интрузивная фаза (дайки жильных пород основного состава); *17* — тектонические разрывы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *18* — ось Дашкесанской синклинали

В формировании интрузива выделяют четыре фазы: в первую внедрялись различные габбро, габбро-сиениты, кварцевые диориты и сиенито-диориты, во вторую — адамеллиты, гранодиориты, сиенит-диориты, в третью фазу — дайки и более крупные тела аляскитов и гранит-аплитов, в завершающую четвертую фазу — многочисленные дайки диабазов, диабазовых порфиритов, частью лампрофиров.

Западная часть широтно вытянутого Дашкесанского интрузива разрезается долиной р. Кошкарчай, вскрывающей северный и южный контакты интрузива, где и расположены четыре участка Дашкесанского месторождения — Северо-Западный, Северо-Восточный, Юго-Западный и Юго-Восточный. Южные участки находятся в 5—6 км от северных. Восточные участки от западных отделяются узкой долиной р. Кошкарчай (рис. 8).

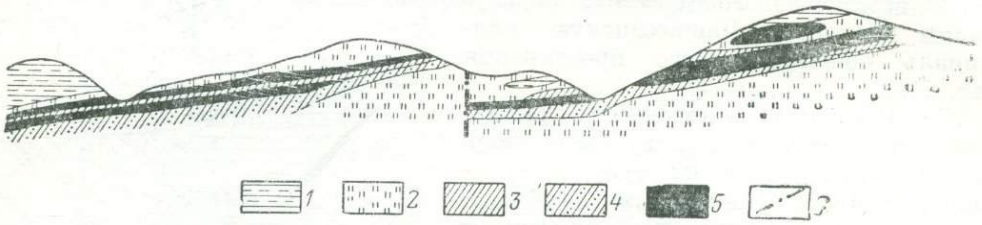


Рис. 8. Геологический разрез Северо-Западного участка Дашкесанского месторождения. По *М.-А. Кашкаю*. *1* — туфобрекчии и туфы; *2* — роговики; *3* — скарны эпидот-пироксеновые и пироксен-эпидотовые; *4* — скарны гранатовые с магнетитом; *5* — магнетитовая руда; *6* — тектоническое нарушение

В Дашкесанском месторождении пластообразные скарново-магнетитовые залежи сосредоточены в верхнеюрских отложениях с несколько варьирующим стратиграфическим положением внутри ярусов келловей — оксфорд — кимеридж (Кашкай, 1965).

Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в ороговиковании, скарнировании и более низкотемпературных новообразованиях. Скарны в Дашкесанском месторождении образованы преимущественно за счет силикатных пород, известняки же скарнированы значительно слабее. Среди рудных скарнов различаются гранат-пироксеновые с магнетитом, гранатовые с магнетитом, гранатовые с гематитом и магнетитом, дашкесанитовые с магнетитом. В них широко развиты послескарновые изменения и новообразования, минеральный состав скарнов осложняется гидросиликатными минералами, кварцем и кальцитом.

Наиболее распространены на месторождении гранатовые скарны с эпидотом и кальцитом. Присутствие в Северо-Восточном участке дашкесанитовых кобальтоносных скарнов является специфической чертой месторождения.

Строение месторождения несколько различно в четырех его участках. На Северо-Западном участке скарноворудная залежь лишь в западной его части залегает на мраморизованных известняках. При движении на восток известняки быстро выклиниваются, а мощность скарноворудной залежи возрастает, достигая при залегании на ороговикованных туфах 70 м. Протяженность залежи по простиранию 1,7 км, по падению 1,9 км при наклоне в 10—12° на юго-запад.

На Северо-Восточном участке скарноворудное тело согласно залегает между роговиками и ороговикованными туффитами келловей-оксфорда и вул-

каногенной толщей киммериджа. Оно отличается от залежи Северо-Восточного участка меньшими размерами и присутствием в кровле рудного тела в виде тонких согласных прослоев дашкесанитовых скарнов.

На Юго-Восточном участке главная пластообразная скарноворудная залежь лежит на известняках, погружаясь к север-северо-западу под углом 10—12°. По простиранию она прослежена на 2,5 км, по падению — на 1,3 км. Ниже этой залежи в известняках в связи с прослоями туффитов выявлен ряд других пластообразных тел, отчасти сливающихся с основной залежью.

На Юго-Западном участке пластообразная скарноворудная залежь прослежена в широтном направлении на 4 км. Она состоит из ряда рудных линз, разделенных безрудными скарнами.

На Дашкесанском месторождении установлено около 120 минералов, из которых 42 относятся к гипергенным минералам зоны окисления. В число гипогенных минералов кроме магнетита, входят сульфиды железа, никеля, кобальта, молибдена, цинка, свинца и меди, кобальтин, глаукодот, арсенопирит, саффлорит, самородное золото и электрум, маггемит, мушкетовит, ильменит, кварц, рутил, шпинель, гранаты, пироксены, амфиболы, включая дашкесанит, ильваит, эпидот, ортит, тальк, серицит, пирофиллит, каолинит и диккит, плагиоклазы, хлориты, цеолиты, карбонаты, алунит, апатит, флюорит. Большинство названных минералов относятся к малораспространенным и редким.

Среди магнетитовых руд месторождения различают сплошные, вкрапленные руды и рудные скарны. Сплошные руды слагают выдержанные тела мощностью до 25—30 м и отдельные линзы мощностью 10—20 м, содержат до 90% магнетита. Имеются разности, обогащенные сульфидами (до 20%). Содержание железа 45—60%. Вкрапленные руды образуют пластообразные тела и линзы, постепенно переходящие в сплошные. Содержание магнетита в них колеблется в пределах 40—70%. Рудные скарны отличаются от вкрапленных меньшим содержанием магнетита (30—40%) и высоким содержанием граната (60%).

Запасы железных руд по всем четырем участкам Дашкесанского месторождения составляют по категориям $A + B + C_1$ 187 млн. т, C_2 7,2 млн. т, при среднем содержании железа на Северо-Западном участке 35,1%, Северо-Восточном — 49,5%, Юго-Западном — 49,4%, Юго-Восточном — 42,1%. Месторождение разрабатывается карьером.

Таштагольское месторождение

Таштагольское месторождение находится вблизи ж.-д. ст. Таштагол в 200 км к юго-востоку от г. Новокузнецка Кемеровской области. Месторождение залегает в складчатой метаморфизованной эффузивно-осадочной толще среднего кембрия, в зоне контакта с интрузивом сиенитов (рис. 9). В кембрийской толще снизу вверх выделяются подрудная красноцветная пачка гематитоносных песчаников, алевролитов, туфопесчаников с прослоями конгломератов и известняков, и надрудная, зеленоцветная, сложенная известково-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми сланцами, конгломератовыми песчаниками, туфопесчаниками с линзами и прослоями известняков. Выше залегает пачка туфоконгломератов, туфобрекчий и глинистых сланцев с прослоями мергелей и известняков. Встречающиеся по всему разрезу альбитофиры, пироксеновые и пироксен-роговообманковые порфириты в значительной мере превращены в порфироиды и хлорит-серицитовые сланцы. Эффузивно-осадочная толща под углом 80° падает на восток.

Сиенитовый интрузив сложен крупнозернистыми кварцевыми сиенитами в центре и мелкозернистыми разностями сиенитов и сиенит-порфиров на периферии. С сиенитами связаны мелкие дайки микросиенитов. В ряде участков вскрыты скопления магнетита среди сиенитов (Главнейшие железорудные месторождения Сибири, 1970).

Рудная залежь прослежена по простиранию на поверхности на 700 м, а на глубине 280 м — на 1000 м. По падению она разведана на глубину до 1 км без признаков выклинивания. Главные рудные тела имеют пласто- и линзообразную форму и местами расчленяются на сближенные и соединяющиеся перемычками линзы. Размеры рудных тел по простиранию 300—760 м, по падению 500—1000 м и более при средних мощностях 40—70 м. Рудное поле разбито системой трещинных зон субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Два крупных субмеридиональных нарушения расчленяют рудную залежь на ступенчато погружающиеся к востоку блоки. Рудные тела сопровождаются маломощными оторочками гранатовых и эпидот-гранатовых скарнов.

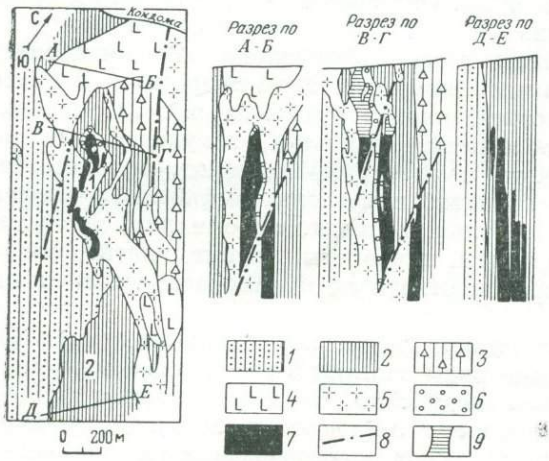


Рис. 9. Геологический план и разрезы Юго-Восточного участка Таштагольского месторождения. По *В. Бондарец, Н. Монжевич.*

1 — песчаники, алевролиты, туфопесчаники красноцветные с рассеянным гематитом, с прослоями конгломератов и известняков; *2* — сланцы зеленоцветные, туфопесчаники с прослоями известняков; *3* — туффиты с прослоями сланцев и известняков; *4* — порфириты и порфиритоиды; *5* — сиениты; *6* — скарны; *7* — руды магнетитовые; *8* — тектонические нарушения; *9* — отработанное пространство. Рудные участки (цифры на карте): 1 — Главный, 2 — Юго-Восточный

Руды месторождения магнетитовые, массивные, реже пятнистые и полосчатые. Кроме магнетита в них присутствуют гематит, кальцит, эпидот, хлорит, кварц, реже гранат, апатит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, арсенопирит, флюорит, родохрозит и вторичные минералы зоны окисления.

На месторождении выделяют богатые магнетитовые руды с содержанием железа более 45%, богатые вкрапленные скарновые руды с содержанием железа 30—45% и бедные вкрапленные скарновые руды с содержанием железа 20—30%. Среднее содержание железа в рудах 44,7%, серы 0,11%, фосфора 0,1%.

Запасы руд по категориям $A + B + C_1$ составляют 241 млн. т и по категории C_2 97 млн. т.

Месторождения эксплуатируются шахтным способом на глубине 450—500 м от поверхности.

Тейское месторождение

Тейское месторождение находится в 183 км к западу от г. Абакана Хакасской автономной области Красноярского края. Месторождение приурочено к системе небольших разломов на ответвлении Глубинного разлома и локализуется среди доломитов и доломитизированных известняков верхнего протерозоя — нижнего кембрия в пределах трубчатой структуры, сложенной

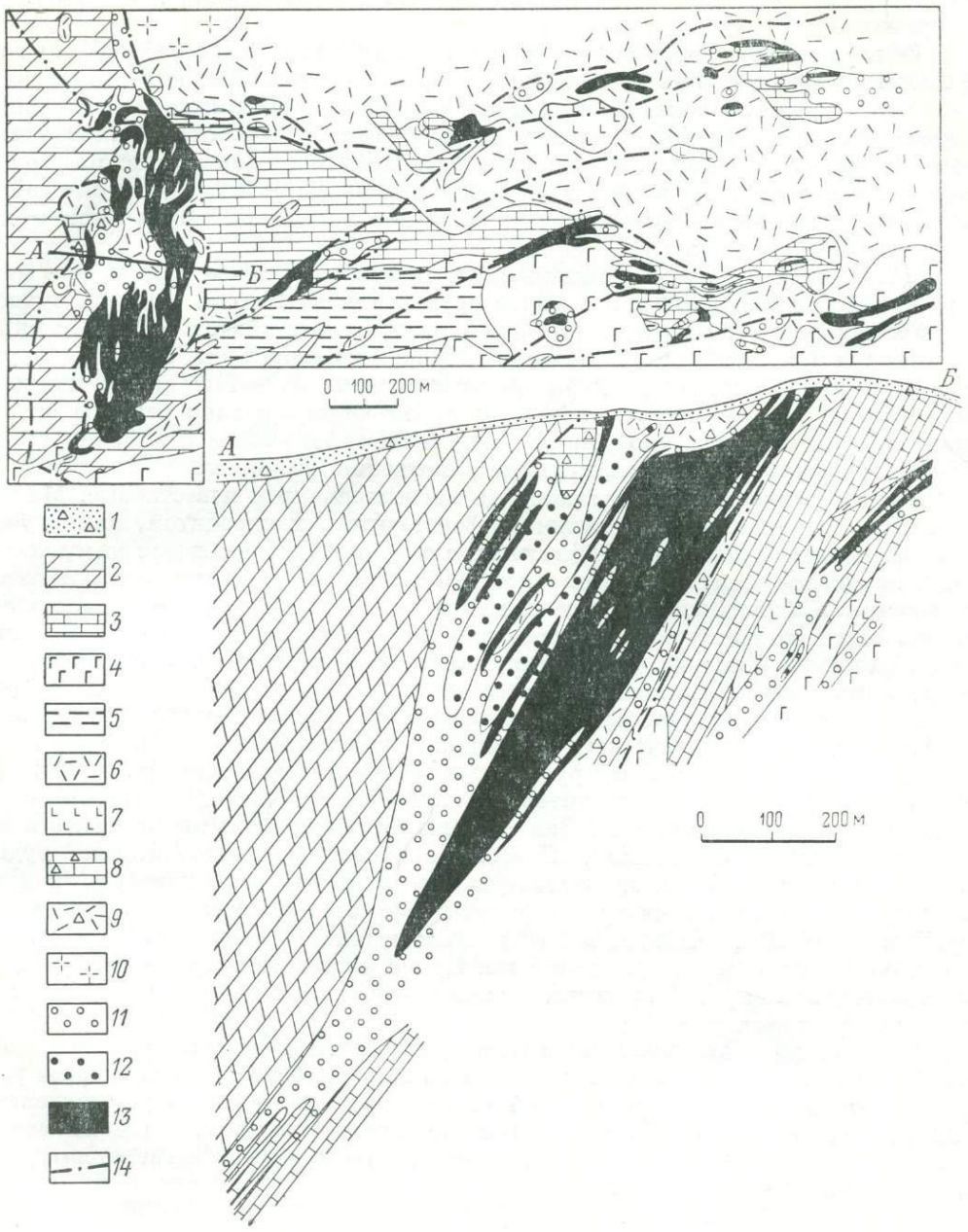


Рис. 10. Геологический план и разрез Тейского и Абагасского месторождений. По *В. Семенову, П. Завьялову.* *1* — делювий; *2* — доломиты, доломитовые мраморы; *3* — известняки, мраморы; *4* — габбро, габбро-диориты, горнблендиты; *5* — ортоамфиболиты; *6* — фельзиты, кератофиры и их туфы; *7* — диабазы, диабазовые и диоритовые порфириты; *8* — брекчированные мраморы; *9* — туфобрекчии кислых эффузивов; *10* — сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры; *11* — скарны известковые и магнезиальные, метасоматиты; *12* — то же, рудные; *13* — руда магнетитовая с гематитом, магномагнетитом и др.; *14* — тектонические нарушения

туфогенными породами и обломками доломитов, известняков, амфиболитов и гранитов.

Вблизи месторождения расположены интрузивные тела габбро-диоритов и диоритов средне-верхнекембрийского возраста, прорванные гранитами верхнего кембрия — ордовика. На северном фланге в лежачем крыле и на глубоких горизонтах месторождения вскрыты граносиениты и сиениты. Граносиениты сопровождаются полями альбитизации, окварцевания, калишпатизации, скарнирования и серпентинизации. В рудном поле широко развиты дорудные дайки диоритов, диабазовых порфиритов, ортофиров, фельзитов, порфиритов и долеритов (рис. 10).

Длина рудной зоны с промышленным оруденением более 1500 м, при максимальной мощности 300 м и глубине оруденения до 1200 м. Падение рудной зоны западное с углами от 40 до 60°. В рудную зону входит 12 линзовидных рудных тел и разнообразные по форме скарны и метасоматиты. Наиболее крупные рудные тела имеют размеры по простиранию 350—1150 м, по падению 250—1300 и средние мощности 40—140 м. На месторождении развиты околоширотные послерудные нарушения с падением на юго-запад и юг под углами 58—85° с амплитудой горизонтального смещения 40—60 м.

Скарны по составу разделяются на магнезиальные и известковые. Магнезиальные скарны сложены оливином, форстеритом, хондродитом, клиногумитом, диопсидом и шпинелью. Известковые скарны подразделяются на гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксеновые. Широко развиты метасоматиты, сложенные амфиболом, флогопитом, хлоритом, серпентином, эпидотом, магнезитом, тальком. В них встречаются скаполит, кордиерит, тремолит, везувиан, сфен, апатит, флюорит, турмалин, кварц и кальцит. Среди метасоматитов встречаются альбитизированные псевдобрекчиевые образования и кварц-калишпатовые, кварц-калишпат-эпидотовые породы. Эти породы образовались в результате метасоматического замещения эруптивных брекчий.

По минеральному составу руды разделяются на магнетитовые, серпентин-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, карбонат-серпентин-флогопит-магнетитовые и гематит-магнетитовые. Они связаны с магнезиальными скарнами и их постериорными производными. Преобладают серпентин-магнетитовые руды. Руды месторождения имеют пятнистую, брекчиевидную, брекчиевую, колломорфную, ритмичнополосчатую и ритмичносферическую текстуры. Основным рудным минералом является магнетит тонкозернистой структуры с размером зерен 0,005—0,007 мм, редко до 0,5 мм. Кроме магнетита встречаются гематит, магномагнетит, пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, никелин, саффлорит, сфалерит.

В целом руды по содержанию железа относятся к бедным высокоглиноземистым и магнезиальным с малым содержанием фосфора и серы. Запасы руд по категориям $A+B+C_1$ равны 144 млн. т со средним содержанием железа 32,9%. Месторождение разрабатывают открытым способом. Расположенное в 1 км от Тейского Абагасское месторождение имеет запасы магнетитовых руд по категории $A+B+C_1$ 73 млн. т.

Шерегешское месторождение

Шерегешское месторождение находится в 30 км к северо-северо-востоку от ж.-д. ст. Таштагол, с которой связано железной и шоссейной дорогами.

В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия, терригенные образования ордовика, прорван-

ные габброидами, сиенитами и гранитами Мустаг-Сарлыкского плутона (рис. 11).

Месторождение приурочено к флексурообразному изгибу среднекембрийских пород, представленных в низах разреза андезитовыми порфиритами и туфами среднего состава, переслаивающимися с мраморизованными песчаниками и алевролитовыми известняками, слоистыми известковистыми алевролитами, литокристаллическими туфами трахитового состава, глинистыми сланцами. Средняя часть разреза сложена преимущественно метаморфизованными известняками и доломитами. В верхах разреза развиты трахитовые порфиры и андезитовые порфириты, туфы кислого и среднего составов.

Западная часть рудного поля сложена терригенными породами ордовика, несогласно перекрывающими среднекембрийскую толщу и содержащими в основании базальные конгломерато-брекчии с обломками всех рудовмещающих пород и руд.

Месторождение приурочено к северо-восточному крылу синклинали. Рудовмещающие толщи образуют моноклиналь с углами падения 30—60°. В пределах месторождения встречаются многочисленные разрывные субширотные нарушения, сопровождающиеся трещинными зонами, часть которых имеет рудоконтролирующий характер. В рудной зоне развиты магнезиальные скарны, известковые скарны, гидросиликатные околорудные метасоматиты. Образование известковых скарнов и части магнетитовых руд связано с формированием сиенитового массива. Граниты прорывают породы габбро-сиенитового комплекса и связанные с ним скарноворудные образования.

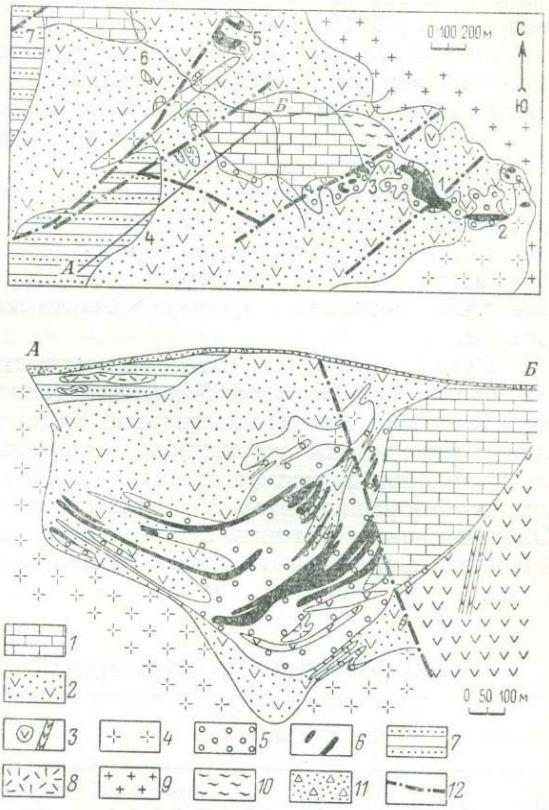


Рис. 11. Геологический план и разрез Шерегешского месторождения. По *А. Ляхницкому, М. Даниловой, Н. Михайловой.*

1 — известняки мраморизованные; *2* — туфы и лавы андезитовых порфиров, кератофиров; *3* — порфириты пироксеновые и амфиболовые; *4* — сиениты; *5* — скарны; *6* — руды магнетитовые; *7* — песчаники кварцитовидные, алевролиты; *8* — кварцевые порфиры; *9* — граниты; *10* — карстовые отложения; *11* — делювий; *12* — тектонические нарушения.

Рудные участки (цифры на карте): 1 — Главный, 2 — Восточный, 3 — Болотный, 4 — Новый Шерегеш, 5 — Рудный II, 6 — Подрусловый, 7 — Новая Промплощадка

Скарноворудные зоны месторождения имеют пласто- и линзообразную формы и согласное с вмещающей толщей пологое залегание. Преобладающая часть руд приурочена к средней пачке среднекембрийских пород, в меньшей степени к телам андезитовых порфиритов и древним дорудным тектоническим зонам.

Магнезиальные скарны мощностью от 3 до 35 м образуют оторочку вокруг габброидов, в контакте их с доломитами. В строении магнезиальных скарнов Л. Шабынин и В. Приходько исследовали метасоматическую зональность с однотипной последовательностью зон: доломит, форстеритовый кальцифир, шпинель-форстеритовый скарн, шпинель-фассаитовый скарн, пироксеновый скарн, габбро.

Магнезиальные скарны, с одной стороны, замещены известковыми пироксен-гранатовыми скарнами, с другой — подверглись постериорным изменениям с образованием паргасита, флогопита, клиногумита, хлорита, серпентина.

Руды и скарны часто наследуют текстуры замещаемых пород — роговиков, порфиритов и дорудных брекчий.

Основным минералом в рудах является магнетит, второстепенные — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, редко встречаются арсенопирит, кальцит, доломит, родохрозит. В скарнах преобладают гранат, эпидот, амфибол, встречаются хлорит, брусит, форстерит, шпинель, флогопит, клиногумит, тремолит, серпентин, фассаит, ксантофиллит, диопсид, актинолит, апатит, биотит.

Рудный магнетит в Шерегешском месторождении связан с тремя парагенетическими ассоциациями: 1) магнетит магматической стадии в ассоциации с минералами магнезиальных скарнов; 2) магнетит постмагматический в ассоциации с минералами апоскарнов; 3) магнетит постмагматический в ассоциации с минералами известковых скарнов. Магнетиты этих трех парагенетических ассоциаций различаются по средним содержаниям элементов-примесей (табл. 2). Основная часть магнетита образовалась вместе с магнезиальными скарнами, незначительная часть магнетита связана с апоскарнами и известковистыми скарнами.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в магнетитах Шерегешского месторождения (в %)

Ассоциация	MnO	MgO	Al_2O_3	TiO_2
Магнезиальные скарны	0,66	0,07	0,21	0,22
Апоскарны	2,0	2,34	0,34	0,23
Известковистые скарны	0,55	0,28	0,06	0,09

На месторождении выделяют богатые (сплошные) магнетитовые руды с содержанием железа более 45%, богатые вкрапленные скарновые руды, содержащие 30—45% железа, бедные вкрапленные скарновые руды, содержащие 20—30% железа. Отдельно подсчитывают запасы руд с содержанием цинка более 0,4%. Запасы руд по категориям $A + B + C_1$ равны 234 млн. т, при среднем содержании железа 35%. Месторождение разрабатывается шахтным способом.

Таежное месторождение

Таежное магнетитовое месторождение расположено южнее г. Алдана, к востоку от автомагистрали Невер — Алдан. Оно является наиболее крупным и представительным из магнезиально-скарновых железорудных месторождений Южной Якутии. Расположено в зоне предполагаемого крупного глубинного разлома в южном обрамлении Центрально-Алданского антиклинория,

в области непосредственного контакта продуктивных горизонтов и полей гранитизации пород гнейсового комплекса федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита.

В разрезе месторождения выделяются три горизонта: подрудный, продуктивный и надрудный. Подрудный горизонт мощностью свыше 400 м представлен основными (пироксеновыми, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми) кристаллическими сланцами и гнейсами. Продуктивный горизонт мощностью около 300 м сложен магнезиальными скарнами и околоскарновыми породами с реликтами доломитовых мраморов и прослойками магматизированных кристаллических сланцев и гнейсов, в различной степени измененных процессами скарнирования. Среди этих гнейсов наряду с основными разностями имеются и глиноземистые, характерные для надрудного горизонта. В последнем развиты биотитовые, кордиеритовые, силиманитовые кристаллические сланцы, гнейсы и гнейсо-кварциты. На площади месторождения распространены различные гнейсо-граниты (Перваго, 1966).

Скарноворудные тела располагаются в различных частях стратиграфического разреза. Руда сосредоточена в аподоломитовых магнезиальных скарнах магматического этапа шпинель-форстеритового и диопсидового состава, в различной мере преобразованных постмагматическими процессами в клиногумитовые и флогопитовые разности и в серпентиновые породы. Значительная часть оруденения (до 25% общих запасов) располагается также в пироксеновых и флогопитовых скарнах, частично заместивших гнейсовые породы висячего бока скарновых тел. Отложение главной массы магнетита относится к концу скарновой стадии постмагматического этапа, когда минералы исходных магнезиальных скарнов замещались флогопитом, клиногумитом и амфиболами. Серпентинизация скарновых силикатов является послерудной. Абсолютный возраст оруденения, установленный по флогопиту, составляет 1950 $\pm$ 50 млн. лет.

Месторождение располагается в замковой части синклинальной структуры (рис. 12), в крыльях которой на их продолжении к юго-востоку находится ряд аналогичных меньшего размера месторождений Леглиерского рудного поля. Ядерная часть структуры сложена гнейсами и кристаллическими сланцами надрудной пачки, которые вместе с породами нижележащих горизонтов в северном крыле складки сильно гранитизированы. Общая синклинальная структура месторождения осложнена дорудными (периода гранитизации) нарушениями, переходными от флексурных к разрывным. Пострудные дизъюнктивные дислокации немногочисленны. Появление трех систем послеюрских даек сиенит-порфиров не сопровождалось перемещениями блоков.

Форма рудных тел в магнезиальных скарнах по доломитам пласто- и линзообразная с отщеплениями по простиранию и падению. В нижней рудной пачке размеры тел до 700—1200 $\times$ 80—120 м с распространением в глубину до 600—750 м без заметных изменений в мощностях и составе руд. В верхней рудной пачке размеры тел меньше. В скарнах по гнейсам рудные тела имеют неправильные формы и состоят из совокупностей секущих жильных и гнездовидных форм. В строении скарноворудных тел первой группы (по доломитам) резко выражена метасоматическая зональность. В поперечных разрезах преобладает следующее чередование пород (от мрамора к гнейсу): 1) доломитовый мрамор, 2) кальцифир-шпинель-форстеритовый, или заместивший его флогопит-клиногумитовый скарн (или серпентиновая порода на их месте), 3) шпинель-фассаитовый (реже энстатитовый) скарн, или заместившие его флогопитовый или паргаситовый скарны, 4) плагиоклаз-фассаитовая околоскарновая порода (или заместивший ее флогопит-роговообманковый скарн, или турмалиновая порода),

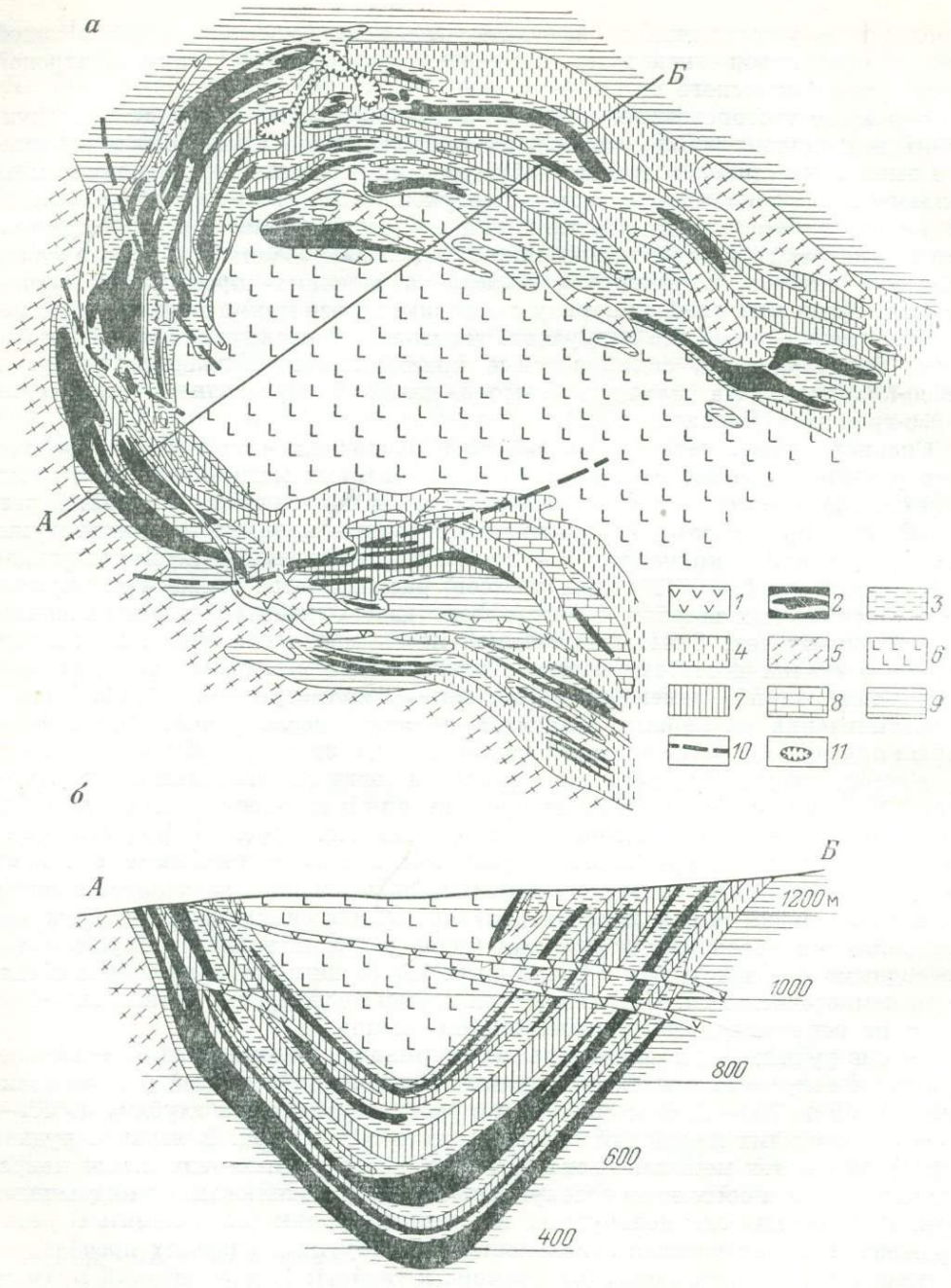


Рис. 12. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) месторождения Таежного. По *А. Пухареву*. *1* — сиенит-порфиры; *2* — железные руды; *3* — скарны магнезиальные; *4* — скарнированные алюмосиликатные породы; *5* — мигматиты и инъекционные гнейсы; *6* — гнейсы биотитовые и силлиманитовые (надрудные); *7* — гнейсы и кристаллические сланцы биотит-амфиболовые (продуктивный горизонт); *8* — кальцифиры и доломитовые мраморы; *9* — гнейсы и кристаллические сланцы пироксен-амфиболовые (подрудный горизонт); *10* — флексуры; *11* — карьер и отвалы

5) пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода по гнейсу (или заместившие ее флогопитовый и роговообманковый скарны), 6) близскарновоизмененный мигматитовый гнейс, 7) мигматитовый гнейс.

Мощности отдельных зон колеблются и для внешней части колонки достигают многих десятков метров. В силу наличия в первоначальных телах доломитовых мраморов большого числа мелких прослоев гнейсов общий разрез через скарноворудное тело обычно представляет различные сочетания повторяющихся метасоматических колонок, породы отдельных зон в которых в различной степени изменены. Магнетитовое оруденение преимущественно заключено в форстеритовой зоне. В скарнах по гнейсам магнетит обычно развивается в границах скарновых жил, однако нередко проникает и в реликтовые участки гнейсов.

По минеральному составу скарновых силикатов руды Таежного месторождения делятся на ортосиликатные (в форстеритовых и клиногумитовых скарнах, в большинстве сильно серпентинизированных) и метасиликатные (в скарнах пироксенового и роговообманкового состава). Расположение тех и других в пространстве отражает особенности метасоматической зональности скарноворудных тел, при которой зоны, ближайшие к алюмосиликатным породам, сложены пироксеновыми скарнами.

Главный рудный минерал — магнетит; зона окисления и гематитизация практически отсутствует. Содержание сульфидов (в основном пирротина) составляет 3—8% объема рудной массы. В нескольких наиболее крупных рудных телах проявлена людвигитовая минерализация. В пачках гнейсов висячего бока отмечается интенсивная турмалинизация, не имеющая стратиграфической приуроченности.

Средний химический состав руд месторождения по телам преобладающе ортосиликатного состава следующий (в вес. %): Fe 46,69; S 2,09; P 0,05; SiO_2 12,79; Al_2O_3 3,08; CaO 1,78; MgO 13,41. В метасиликатных разностях содержание CaO возрастает до 3—5% и более, а MgO уменьшается до 5—3%. В рудах установлено содержание кобальта, вольфрама, ванадия, молибдена, цинка и меди в сотых и тысячных долях процента.

Запасы магнетитовых руд по категориям $A + B + C_1$ 707 млн. т, по категории C_2 580 млн. т со средним содержанием железа 45,2%.

МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУРГАЙСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Из числа многих магнетитовых месторождений этой провинции будут описаны три главнейших — Сарбайское, Соколовское и Качарское. Эти месторождения, как и все остальные, связаны с Валериановской структурно-фациальной подзоной Тургайского прогиба в Туранской плите Западно-Сибирской платформы. В строении палеозойского фундамента Тургайского прогиба выделяются три субмеридиональные структурно-фациальные зоны (с запада на восток): восточная часть Зауральского антиклинория, тектонически опущенная Тюменско-Кустанайская синклинальная зона и Тоболо-Кушмурунское (иначе Убаганское) поднятие, выходящее в Казахстанскую складчатую область.

Тюмено-Кустанайская зона делится на две структурно-фациальные подзоны — западную — Валериановскую, эвгеосинклинального облика и восточную — Кустанайскую, или Боровскую, миогеосинклинального характера. Валериановская подзона ограничена с запада Ливановским, а с востока — Анаповским разломами. Она сложена нижнекарбоновыми (турне — намюр)

преимущественно вулканогенно-осадочными отложениями, смятыми в складки, частью сжатые, с крутыми углами падения крыльев, частью пологие, типа брахискладок. Эти породы прорваны герцинскими интрузивами габбро-диорит-гранодиоритового, частично гранитного состава.

В целом Валериановская структурно-фациальная зона относится к восточной окраине Уральской складчатой области. Палеозойский складчатый фундамент в ее пределах покрыт чехлом мезо-кайнозойских отложений, лежащих почти горизонтально, с мощностью в районе Соколовского и Сарбайского месторождений 40—100 м, Качарского — до 180 м. К верхнемеловым отложениям чехла приурочено известное Аятское осадочное железорудное месторождение, а к континентальным речным палеогеновым отложениям Лисаковское железорудное месторождение.

Сарбайское месторождение

Сарбайское магнетитовое месторождение открыто в 1948 г. с самолета по резкому возмущению магнитной стрелки; расположено в Зауральской степи у г. Рудный и в 45 км к юго-западу от г. Кустаная. Месторождение состоит из трех рудных залежей — Восточной, Юго-Восточной и Западной (рис. 13). Оно локализовано в западной экзоконтактовой зоне Сарбайского диоритового интрузива. Последний сложен пироксеновыми и кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами, сопровождается серией даек — дорудных диоритовых порфиритов, послерудных кварц-пироксеновых порфиритов и гранит-порфиров (Дымкин, 1966).

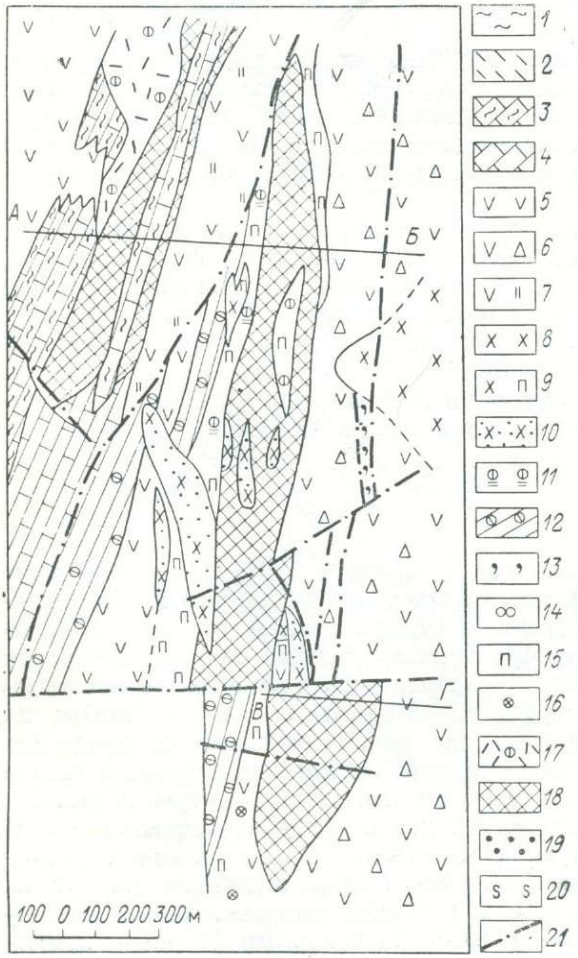


Рис. 13. План горизонта — 80 м Сарбайского месторождения. По *И. Кочергину.* *1* — мезо-кайнозойские отложения; *2* — глины древней коры выветривания палеозойских пород; *3* — туффиты алевролитовые, пелитовые; *4* — известняки битуминозные с прослоями туфогенного материала; *5* — туфы среднего состава с прослоями андезитовых порфиритов; *6* — туфы и туфобрекчии среднего состава; *7* — туфобрекчии альбитизированные; *8* — диориты и диоритовые порфириты; *9* — диоритовые порфириты жильные, дорудные; *10*— кварц-пироксеновые диоритовые порфириты жильные, послерудные; *11* — роговики пироксен-плагиоклазовые; *12* — ороговикованные туффиты; *13* — биотитовые метасоматиты; *14* — скаполитовые метасоматиты; *15* — пироксеновые скарны и скарнированные породы; *16* — гранатовые скарны и скарнированные породы; *17* — эпидот-актинолитовые породы; *18* — магнетитовые руды; *19* — вкрапленники магнетитовых руд; *20* — зоны милонитизации пород и руд; *21* — тектонические нарушения

Рудные тела залегают среди различных метасоматических образований, развившихся по вулканогенно-осадочным отложениям Валериановской подзоны. В районе месторождения комплекс этих отложений включает переслаивающиеся нижнекарбоновые андезитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, известняки, песчаники, туфопесчаники, а также условно средне- и верхнекарбоновые гематитизированные туфы и туфолавы базальтового состава, туффиты и аргиллиты. Породы названного комплекса образуют Соколовско-Сарбайскую антиклиналь субмеридионального простирания. Рудные тела находятся в западном крыле этой антиклинали.

На площади месторождения широко развиты предрудные, внутрирудные и послерудные разрывные нарушения. По предрудным разломам субмеридионального простирания с падением на запад под углами 65—70° внедрялись дайки диорит-порфиритов. Внутрирудные дизъюнктивные нарушения фиксируются жилообразными скарново-магнетитовыми выделениями, секущими слоистость. Система послерудных разломов обусловила блоковые смещения рудных тел, дробление руд и вмещающих метасоматитов. По некоторым послерудным разломам внедрились дайки кварцевых диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Изменения первичных пород в районе месторождения представлены предрудным ороговикованием, образованием биотит-калишпатовых и альбитовых метасоматитов, развитием сорудных метасоматитов — пироксен-скаполитовых, пироксеновых, гранатовых, скаполит-пироксен-гранатовых, эпидот-актинолитовых, а также послерудных — хлорит-пренит-кальцит-кварцевых, цеолитовых. Широкое развитие хлорсодержащего натриевого скаполита — мариалита является замечательной чертой Сарбайского и других крупных магнетитовых месторождений Тургайской провинции. Это указывает на мощное проявление хлорнатриевого метасоматоза и послужило основанием для выделения скаполитового и скаполит-скарнового типов железорудных контактово-метасоматических месторождений.

Роговики развиваются преимущественно по туффитам и туфам, причем интенсивность ороговикования падает с удалением от контактов интрузива. Скаполитовые метасоматиты образуются только по полевошпатовым породам, скарны и гидросиликатные метасоматиты — по всем типам вмещающих пород, роговикам и предшествующим метасоматитам; послерудные метасоматиты в особенности характерны для поздних тектонических нарушений.

Размещение различных типов метасоматитов достаточно закономерно. В широтном направлении они образуют следующие зоны, начиная от контакта интрузива: 1) биотит-альбит-скаполитовых метасоматитов мощностью до 100—150 м; 2) гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов мощностью 3—20 м в лежачем боку Восточной и Юго-Восточной залежей; 3) скарноворудную с перемежаемостью руд, скарновых и скаполитовых метасоматитов мощностью 50—185 м; 4) скарны и скаполит-пироксеновые метасоматиты мощностью 3—20 м в висячем боку рудных залежей; 5) пироксеновых скарнов с реликтами роговиков мощностью 10—30 м; 6) пироксен-плагиоклазовых роговиков, в той или иной мере скаполитизированных и скарнированных мощностью до 40 м; 7) ороговикованных и альбитизированных туфов и туффитов, мощность которых до 160 м.

Около Западной рудной залежи установлена следующая последовательность пород (с востока на запад): альбитизированные, пренитизированные и цеолитизированные туфы и туффиты, сменяющиеся актинолитизированными и хлоритизированными пирокластами, далее рудная зона, состоящая из руд и оруденелых эпидот-актинолитовых метасоматитов, затем те же, но безрудные метасоматиты и, наконец, зона туфов и туффитов в различной степени

эпидотизированных, актинолитизированных, пренитизированных, цеолитизированных.

По данным ряда исследователей, рудные тела и ассоциированные с ними метасоматиты Сарбайского месторождения образованы по различным горизонтам известняково-туфо-туффитовой верхневизейской толщи валериановской свиты мощностью 350—400 м. Первоначально она была сложена темно-серыми битуминозными известняками, тесно переслаивающимися с известковистыми туфами и туффитами. В последнее время О. Чугуевской (1969) выдвинуто предположение, что руды месторождения приурочены к зоне фациального перехода туффитов в известняки, залегают в основном в туффитах и имеют первичное вулканогенно-осадочное происхождение, затем подверглись различным метасоматическим изменениям. Однако наблюдения свидетельствуют об образовании значительной части руд за счет метасоматитов по карбонатным породам и по безрудным туфогенным породам, реликты которых встречаются в рудных телах.

Рудные тела Сарбайского месторождения представляют собой пластообразные залежи, согласные по простиранию и падению со слоистостью вмещающих пород. Они имеют формы протяженных линз достаточно выдержанной мощности до начала выклинивания. Лишь в Восточной залежи, начиная с глубины 500 м от поверхности, наблюдается постепенное уменьшение мощности вследствие того, что в этой части рудное тело ограничено дорудной дайкой диорит-порфиритов, секущей под острым углом слоистость вмещающих пород. По простиранию и падению рудные залежи либо выклиниваются в результате постепенного перехода рудного тела в безрудные метасоматиты, либо, как в случае южного окончания Восточной залежи и северной границы Юго-Восточной залежи, срезаны крупноамплитудными послерудными сбросами.

Линзовидная форма рудных тел усложняется внедрением довольно мощных послерудных даек кварцевых диорит-порфиритов, местами ступенчатыми формами поверхности рудных тел, обязанными местным пред- и послерудным нарушениям, узкими клиновидными «апофизами» рудных тел, почти согласными с последними (рис. 14).

Размеры рудных тел весьма значительны: у Восточной залежи длина 1700 м, мощность до 185 м, по падению прослежена более чем на 1000 м; у Юго-Восточной залежи длина 1000 м, наибольшая мощность 170 м, по падению до 800 м; у Западной — длина 1400 м, наибольшая мощность 185 м, на глубину в центральной части прослежена на 1700—1800 м. Западная залежь состоит из двух рудных пачек, разделенных пластом пород, превращенных в эпидот-актинолитовые метасоматиты.

Характерной чертой локализации рудных тел Сарбайского месторождения является отсутствие непосредственных контактов рудных залежей с интрузивом диорит-порфиритов — между ними расположена зона безрудных метасоматитов мощностью 25—150 м. Основными путями проникновения рудообразующих растворов были не контактовая поверхность интрузива, а предрудные разломы, трассируемые предрудными дайками, и межслоевые отдельности, раскрывавшиеся под воздействием тектонических напряжений.

Рудные залежи сложены чередующимися прослоями сплошных руд, вкрапленных руд (рудных скарнов) и безрудных метасоматитов. Руды месторождения примерно на половину представлены сплошными разностями с содержанием железа более 50% и наполовину — вкрапленными, содержащими от 20 до 50% железа. Окисленные разности составляют всего 0,9% от общих запасов.

Все руды магнетитовые. В подчиненном количестве представлены сульфидные руды — пиритовые, пирротин-пиритовые с небольшим содержанием магнетита, халькопирита, сфалерита. Сульфидные руды слагают пластообразные обособления в лежачих боках магнетитовых залежей, промышленного значения не имеют.

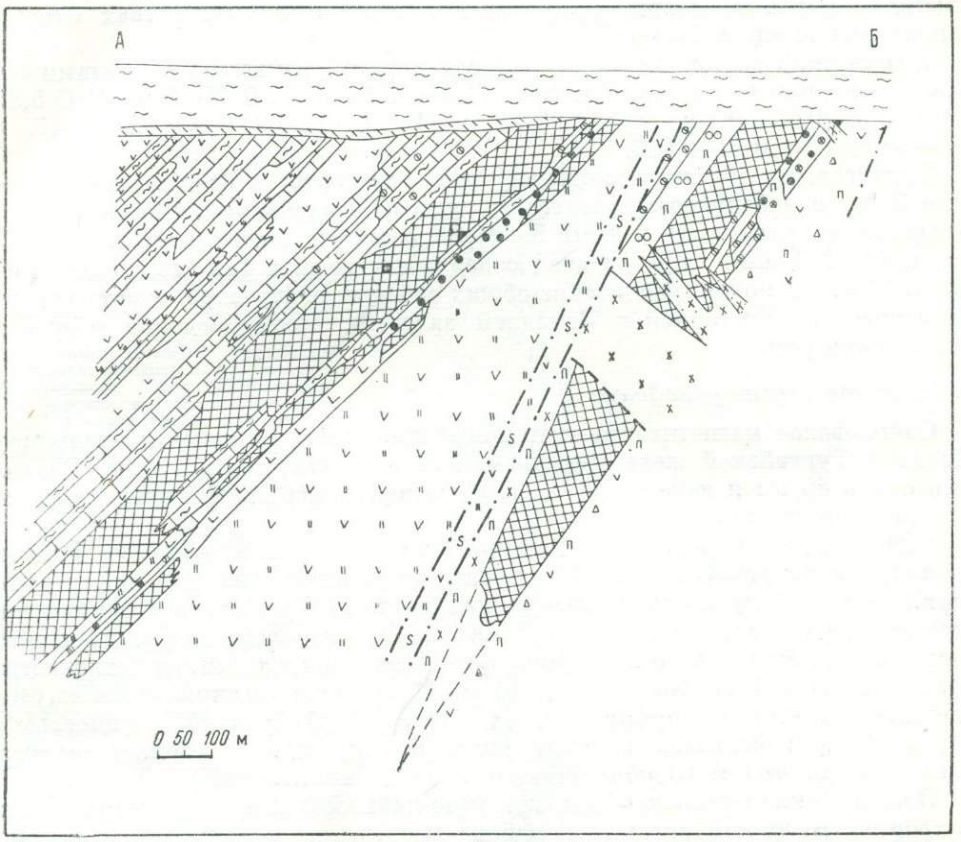


Рис. 14. Геологический разрез Сарбайского месторождения. По *И. Кочергину*. Условные обозначения см. на рис. 13

Сплошные магнетитовые руды обладают полосчатой и грубополосчатой текстурами, унаследованными от текстур первичных известковистых туффитов и известняков. Кроме господствующего магнетита в сплошных рудах присутствуют (в зависимости от типа замещаемых пород): пироксен, скаполит, гранат, волластонит, альбит, эпидот, актинолит, апатит, пирит, кальцит, кварц, акцессорные везувиан и сфен. Редко отмечаются пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит и халькозин; в небольших количествах установлены железнослюдковый гематит и мушкетовит.

Вкрапленные магнетитовые руды представляют собой в той или иной мере оруденелые метасоматиты. Как и сплошные руды, они также обладают полосчатыми текстурами. Соответственно типам метасоматитов выделяются и типы вкрапленных руд: скарновые (пироксен-магнетитовые и гранат-магнетитовые),

скаполит-скарновые (скаполит-пироксен-гранат-магнетитовые), водно-силикатные (эпидот-актинолит-магнетитовые, гранат-эпидот-актинолит-магнетитовые). Два последних типа руд слагают Западную залежь, остальные — Восточную и Юго-Восточную залежи. В скарновых и скаполит-скарновых рудах в том или ином количестве присутствуют соскарновые волластонит, апатит, а также послескарновые минералы — альбит, эпидот, актинолит, хлорит, сульфиды, кальцит, кварц, цеолиты; в акцессорных количествах отмечены соскарновые сфен и везувиан.

Химический состав магнетитовых руд характеризуется следующими средними содержаниями (в вес. %): SiO_2 14,9—19,3; Al_2O_3 0,25—0,36; CaO 5,35—11,15; TiO_2 0,25—0,36; V_2O_5 0,02—0,1; MnO 0,14—0,2; Cu 0,03—0,047; Zn 0,03—0,08; Pb 0,015—0,019.

Балансовыми на месторождении считаются руды с содержанием железа более 30%, к забалансовым отнесены руды с содержанием железа 30—20%. Разведанные балансовые запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ составляют 725 млн. т при среднем содержании железа 45,6, серы 4,05 и фосфора 0,13%. Возможно увеличение общих запасов до 1,5 млрд. т за счет глубоких горизонтов Восточной и Западной залежей. Месторождение разрабатывается карьером.

Соколовское месторождение

Соколовское магнетитовое месторождение, принадлежащее к числу крупнейших в Тургайской железорудной провинции, открыто в 1949 г. Расположено оно в 45 км к юго-западу от г. Кустаная, близ Сарбайского магнетитового месторождения.

Вмещающие нижнекаменноугольные отложения (визе — намюр) Валериановской структурно-фациальной подзоны разделяются на три свиты (снизу вверх): 1) сарбайскую, сложенную вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиритов, мощностью до 1500 м; 2) соколовскую, представленную известняками, базальтовыми микропорфиритами и их туфами, известковистыми туффитами, общей мощностью до 800 м; 3) куржункульскую, состоящую из андезито-базальтовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, мощностью до 1500 м. Выше с размывом залегают красноцветные породы верхнего палеозоя мощностью до 400 м (Закономерности размещения..., 1968).

Палеозойские комплексы покрыты мезо-кайнозойскими отложениями чехла платформы, мощность которых в районе месторождения колеблется от 50 до 120 м. Палеозойский комплекс образует Соколовско-Сарбайскую антиклиналь, осложненную складками второго порядка и разрывными нарушениями. Месторождение локализовано в восточном крыле антиклинали (в западном крыле расположено Сарбайское месторождение).

Интрузивные породы широко развиты в районе месторождения. Они представлены Соколовским габбро-диорит-гранодиоритовым интрузивом, примыкающим к месторождению с юго-востока. Интрузив вытянут в северо-восточном направлении на 15 км при ширине 3,5 км; рассечен крупным субширотным разломом, в пределах которого выявлен ряд жильных тел альбитизированных плагиогранитов и диабазовых микропорфиритов. В пределах самого месторождения с южной стороны присутствуют согласные и частично секущие вулканогенно-осадочную толщу удлиненные тела дорудных субвулканических диабазовых порфиритов, плагиопорфиритов и диоритовых порфиритов, с другой стороны — обильные жильные тела плагиогранит-порфиров и микродиабазов, частью дорудных, частью послерудных (рис. 15).

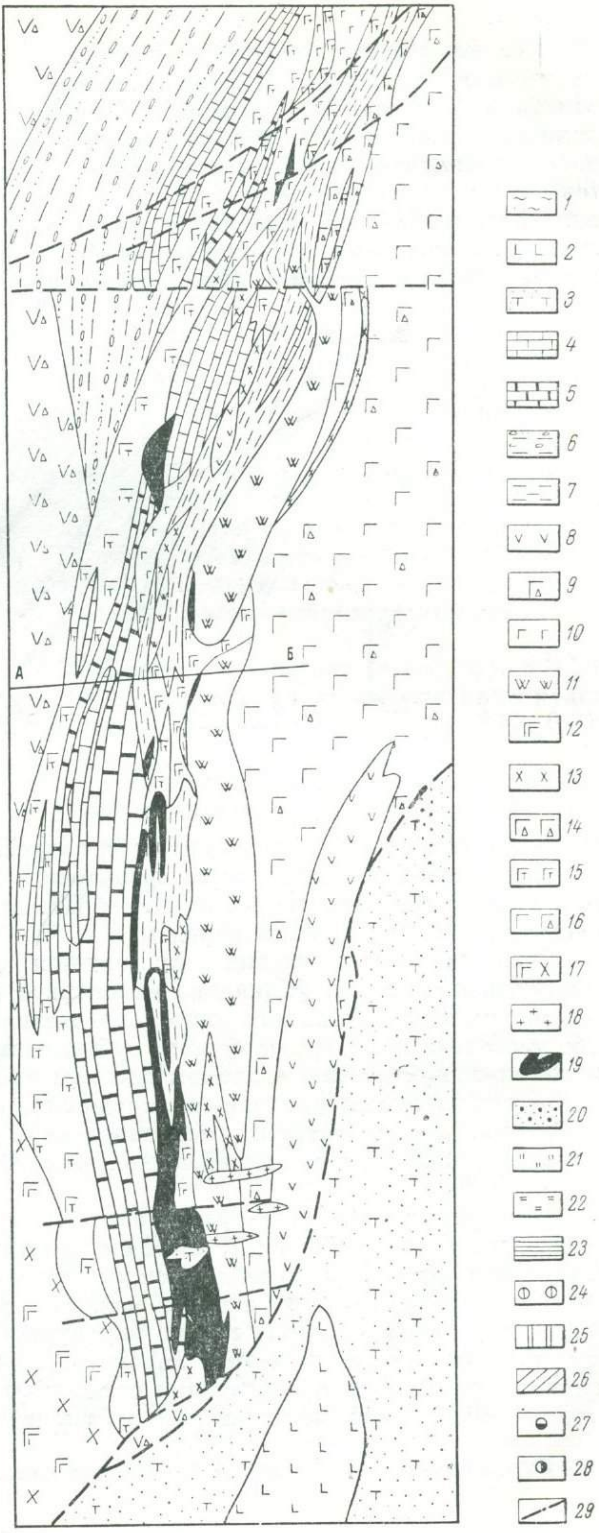


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Соколовского месторождения. По *В. Пятунжину, Х. Шангирееву и др.*

1 — мезо-кайнозойские отложения; *2* — верхнепалеозойские (?) порфириты базальтовые, реже андезитовые, их туфобрекчии и туфы, туфоконгломераты; *3* — верхнепалеозойские (?) туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты; *4—6* — нижнекаменноугольные породы: *4* — известняки, *5* — известняки сильно мраморизованные и мраморы, *6* — переслаивающиеся туфопесчаники, туфоконгломераты и туфоалевролиты; *7* — туффиты с прослоями туфов и известняков; *8* — порфириты андезитовые; *9* — туфобрекчии андезитовых порфиритов; *10* — микропорфириты базальтовые; *11* — субвулканические диабазовые порфириты; *12* — субвулканические и эффузивные базальтовые порфириты; *13* — порфириты диоритовые; *14* — туфобрекчии основного состава; *15* — туфы основного состава; *16* — порфириты базальтовые, туфобрекчии и туфы основного состава; *17* — габбродиориты и кварцевые диориты; *18* — дорудные плагиогранит-порфиры; *19* — магнетитовые руды; *20* — вкрапленные магнетитовые руды; *21* — альбитовые и калишпатовые метасоматиты; *22* — биотитизация; *23* — скаполитовые породы; *24* — скаполитизация; *25* — пироксеновые скарны; *26* — гранатовые скарны; *27* — скарнированные пироксеном; *28* — скарнированные гранатом; *29* — разрывные нарушения

Все первичные породы месторождения подверглись интенсивным метасоматическим изменениям. Комплекс метасоматитов включает: 1) щелочные метасоматиты — плагиоклаз-биотитовые, пироксен-калишпатовые, альбит-кварц-калишпатовые, пироксен-альбитовые и эпидот-актинолит-альбитовые, развитые по различным интрузивным и вулканогенным породам; 2) пироксен-скаполитовые [1] метасоматиты, которые чаще встречаются в висячем боку месторождения, развиваются по алюмосиликатным породам; 3) скарны пироксеновые и гранат-пироксеновые, образуются по всем породам, причем скарны по известнякам и известковистым туффитам обладают наиболее железистым гранатом —

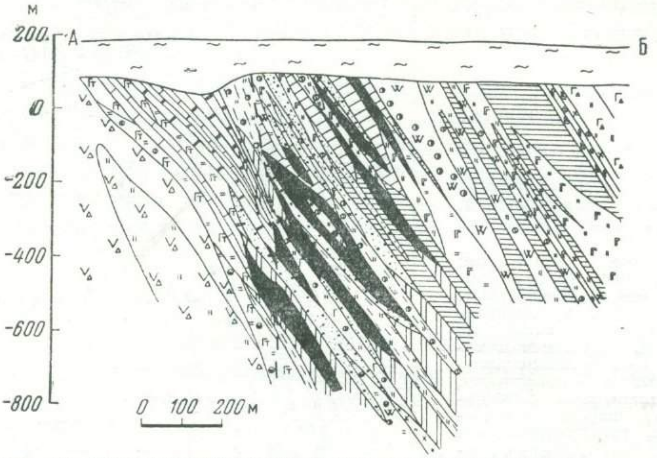


Рис. 16. Геологический разрез Соколовского месторождения.
По *Х. Шангирееву.*
Условные обозначения см. на рис. 15.

с 80% андрадита и 20% гроссуляра; 4) гидросиликатные метасоматиты — альбит-актинолитовые, эпидотовые, пренитовые, кальцит-хлоритовые и цеолитовые. Гидросиликатные метасоматиты образованы как по скарнам, так и непосредственно по первичным породам.

Строение месторождения определяется сочетанием: 1) моноклинально залегающей слоистой, фациально изменчивой вулканогенно-осадочной толщи; 2) Соколовского глубинного длительно развивавшегося разлома по простиранию месторождения, трассируемого субвулканическими интрузивными телами; 3) сопряженной с этим разломом системы субмеридиональных северо-восточных и субширотных разрывных нарушений, обусловливающих зоны и узлы дробления, трещиноватости, рассланцевания, раскрытия межслоевых отдельностей, а также блоковые перемещения; 4) сложной системы дорудных и послерудных даек.

В результате скарново-рудная зона месторождения состоит из тесно перемежающихся пластообразных, частично секущих рудных тел и метасоматитов различного состава с преобладающим восточным падением (кроме южной части месторождения, где падение меняется на западное). Мощности рудных тел и их размеры по длине сильно варьируют в различных участках месторождения: наиболее мощные тела характерны для северной и восточной частей месторождения. При преобладании согласного залегания рудных тел с слоистостью вмещающей метасоматически измененной толщи обычны локальные

[1] Скаполит-хлорсодержащий, с 10—28% мейонитовой молекулы.

секущие взаимоотношения (рис. 16). Нередки также и оруденелые брекчии дробления.

Рудные тела редко представлены однотипной рудой по всему объему. Обычно центральные части рудных тел сложены богатыми массивными рудами, которые к периферии постепенно переходят во вкрапленные руды. Для руд характерны реликтовые текстуры слоистости и рассланцевания. Статистически чаще богатые руды образованы путем замещения скарнов, сформировавшихся по известнякам или известковистым туффитам.

Минеральный состав руд отражает их формирование в условиях падения температур от высоких постмагматических до низких, которым отвечают относительно низкотемпературные гидротермальные минеральные ассоциации (Геология и генетические особенности..., 1969). В рудах кроме магнетита участвуют: скаполит, альбит, пироксен (диопсид), гранат (андрадит — гроссуляр), актинолит, эпидот, везувиан, гематит, хлорит, апатит, пренит, кальцит, пирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит, цеолиты, мартит.

По структурно-текстурным признакам различают массивные, вкрапленные, полосчатые, брекчиевые и прожилковые руды. По минеральному составу выделяют руды скаполит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, гранат-магнетитовые, кальцит-магнетитовые и амфибол-магнетитовые (хлорит-эпидот-актинолит-магнетитовые), а также не имеющие промышленного значения прожилковые грубозернистые эпидот-гранат-пироксен-титаномагнетит-магнетитовые руды.

В скаполит-магнетитовых рудах в среднем содержится (в вес. %): S 0,33; P 0,07; TiO_2 0,84; V_2O_5 0,07; MnO 0,24; в пироксен-гранат-магнетитовых рудах TiO_2 0,45; V_2O_5 0,06; MnO 0,42; в кальцит-магнетитовых рудах TiO_2 0,21; V_2O_5 0,03; MnO 0,87.

В целом богатые руды при среднем содержании железа 55,6% содержат серы 2,9%, фосфора 0,07%, бедные руды — 39,2% железа, 2,49% серы и 0,11% фосфора. Наибольшее содержание серы (в среднем 3,3%) установлено для руд центральной части месторождения.

Балансовые запасы месторождения составляют по категориям $A + B + C_1$ 967 млн. т при среднем содержании железа 41%. Месторождение разрабатывается карьером.

Качарское месторождение

Качарское месторождение является самым крупным магнетитовым месторождением Тургайской железорудной провинции. Оно расположено в 65 км к северо-западу от г. Кустаная; открыто в 1943 г. при аэромагнитной съемке.

Как и другие магнетитовые месторождения Тургая, оно локализовано в Валериановской структурно-фациальной подзоне Тургайского прогиба, причем мощность покрывающих рыхлых отложений чехла платформы достигает в районе месторождения 160—180 м.

Во вмещающей палеозойской толще выделены две свиты: нижняя — валериановская нижнекарбоновая и верхняя — качарская, условно средне-верхнекарбоновая. Валериановская свита общей мощностью свыше 1000 м сложена (снизу вверх) андезитовыми порфиритами и их пирокластами с прослоями туффитов и известняков, глинисто-карбонатными породами, содержащими вблизи рудных тел прослои и линзы ангидрита, базальтовыми и дацитовыми лавовыми покровами, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. Качарская свита (мощность до 800 м) представлена полимиктовыми туфогенными песчаниками, конгломератами, аргиллитами, туфами

андезитовых порфиритов, базальтовыми и андезитовыми покровами, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами.

Вмещающая вулканогенно-осадочная толща прорвана штокообразными и неправильной формы телами гранит-порфиров и редкими дайками диабазовых порфиритов. Гранит-порфиры местами альбитизированы и скаполитизированы, т. е. являются дорудными. Однако исследователи Качарского месторождения отрицают активную роль гранит-порфиров в образовании магнетитового оруденения по следующим соображениям: 1) для подавляющего числа тургайских магнетитовых месторождений установлена генетическая связь с интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации; 2) размеры тел гранит-порфиров

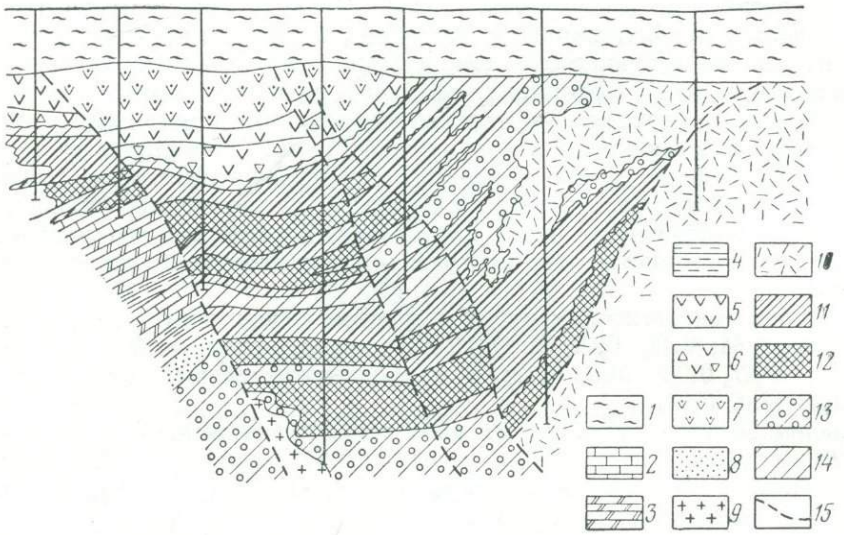


Рис. 17. Разрез Качаровского месторождения. По *Н. Беляшову*.

1 — мезо-кайнозойские отложения; *2* — известняки; *3* — ангидриты; *4* — туффиты; *5* — андезитовые порфириты; *6* — туфы среднего состава; *7* — андезит-базальтовые порфириты; *8* — песчаники и туфопесчаники; *9* — гранит-порфиры; *10* — кварцевые порфиры; *11* — вкрапленные руды; *12* — массивные руды; *13* — пироксен-скаполитовые метасоматиты; *14* — скаполитовые метасоматиты; *15* — тектонические нарушения

в Качарском месторождении слишком малы, чтобы обеспечить необходимый прогрев области образования мощных рудно-метасоматических зон месторождения, что отражается в слабом развитии роговиков в контактовом ореоле гранит-порфиров. К тому же по геофизическим данным на глубине 2—2,5 км от рудных тел залегает крупный интрузив предположительно габбро-диоритового состава.

Вулканогенно-осадочная толща смята в три брахискладки, осложненные складками второго порядка, и разбита сбросо-сдвиговыми нарушениями субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений на ряд блоков. Наибольшие амплитуды смещений установлены для крутопадающих разрывов (рис. 17).

Специфической особенностью строения Качарского месторождения, отличающей его от большинства других магнетитовых месторождений Тургайской провинции, является отсутствие на разведанных глубинах активных интрузивов в основном при высокотемпературном характере мощно развитых рудно-

метасоматических образований. Весьма специфичен также характер околорудных изменений вмещающих пород — здесь необычно широко развита скаполитизация, мощности зон скаполитовых метасоматитов достигают нескольких сотен метров; кроме того, обнаружено довольно широкое распространение метасоматических сульфатов — ангидрита в пределах магнетитового месторождения и алунита в примыкающих с востока вулканогенно-осадочных породах (Магнетитовые месторождения..., 1958).

Скаполитовые метасоматиты, в составе которых участвует также пироксен, сложены хлорскаполитом типа мариалита и образовались по полевошпатовым интрузивным и вулканогенным породам в результате мощного хлор-натриевого метасоматоза. Наиболее интенсивно скаполитизация проявилась в верхней части рудной зоны, заметно уменьшаясь с глубиной. В минеральной ассоциации скаполитовых метасоматитов кроме преобладающего скаполита и пироксена участвуют гистерогенные: актинолит, турмалин, апатит, хлорит, альбит, цеолиты, кальцит.

Среди околорудных измененных пород широко представлены также пироксен-альбитовые метасоматиты. В подчиненных количествах распространены пироксен-гранатовые и гранатовые скарны, замещающие скаполитовые метасоматиты; ограниченно развиты более поздние актинолит-хлоритовые метасоматиты.

Ангидритовые выделения обнаружены, с одной стороны, в виде прослоев и линз среди примыкающих к рудным телам известняков, с другой — в форме метасоматических вкраплений, псевдоморфоз по полевым шпатам и кварцу, а также гнезд в кварцевых порфирах и гранит-порфирах; ангидрит, как реликтовый минерал, нередко присутствует в магнетитовых рудах.

По мнению М. Беляшова и К. Плеховой (1965), прослои и линзы ангидрита в известняках являются сингенетическими осадочными образованиями, которые при последующих метасоматических процессах частично подвергались растворению и переотложению. Однако, как показал Д. Павлов (Соколов, Павлов, 1970), ангидрит не мог образоваться в составе отложений валериановской свиты по палеогеографическим условиям; он распространен только в локальной связи с магнетитовыми месторождениями и не известен за их пределами в отложениях валериановской свиты. По происхождению ангидрит является целиком гидротермальным и его присутствие среди метасоматических околорудных образований указывает на формирование Качарского (и ряда других месторождений) при участии смешанных, ювенильно-вадозовых гидротермальных растворов.

В Качарском месторождении выделены три участка — Северный, Северо-Восточный и Южный, отвечающие крупным тектоническим блокам, заложенным еще при обособлении валериановской структурно-фациальной подзоны и испытавшим подъемы или опускания различных амплитуд. Эти участки различаются мощностями вулканогенно-осадочных отложений, морфологией и залеганием складок, интенсивностью разрывных нарушений, формой и залеганием рудных тел.

На Северном участке известны три пластообразных тела богатых руд, залегающих друг над другом, разделенных вкрапленными скаполит-магнетитовыми рудами и безрудными скаполитовыми метасоматитами. Верхнее тело образовано по скаполитизированным красноцветным конгломератам, песчаникам и туффитам, среднее — по известнякам, нижнее — по скарнам и частично по ангидритизированным вулканитам, туфам и туффитам. В целом оруденение Северного участка прослежено на 3,5 км по простиранию и до 1200 м по падению.

5 Заказ 485

На Южном участке имеется одно пластообразное рудное тело, серповидное в плане, согласно залегающее в брахиантиклинальной складке вмещающих пород в непосредственном контакте с гранит-порфирами; на востоке рудное тело срезано сбросом. Длина тела 600 м, мощность до 60 м. Массивные магнетитовые руды переходят на флангах залежи во вкрапленные скаполит-магнетитовые руды. Рудное тело образовано частью непосредственно по известнякам, частью по скаполитовым и пироксен-альбитовым метасоматитам, заместившим кварцевые порфиры, порфириты и их туфы.

Северо-Восточный участок обладает значительно меньшими размерами рудных тел.

В целом минеральная ассоциация руд Качарского месторождения, кроме магнетита и мартита (в зоне окисления), включает: более распространенные — скаполит, альбит; средне- или малораспространенные — пироксен, гранат, эпидот, актинолит, хлориты, ангидрит, апатит, сфен, цоизит, пренит, серицит, кальцит, сульфиды (пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, борнит, халькозин); спорадические — апофиллит, акмит, турмалин, флюорит, зуниит, гипс.

Среди руд Качарского месторождения по минеральному составу выделяют: 1) сплошные магнетитовые; 2) мартитовые (в зоне окисления); 3) скаполит-магнетитовые; 4) скарновые (пироксен-гранат-магнетитовые); 5) альбит-магнетитовые; 6) водносиликатные (актинолит-хлорит-цеолит-кальцит-магнетитовые). Между этими типами наблюдаются все переходы.

По текстурным особенностям выделяют массивные, равномерно и неравномерно вкрапленные, полосчатые, прожилковые руды, а в зоне окисления также порошковатые и ноздреватые. Руды преимущественно мелкозернистые, реже крупнозернистые.

На Северном участке в балансовых рудах содержится (в вес. %): Fe 45,5; S 0,52 (при повышении до 3% в нижнем рудном теле); P 0,15; Zn 0,03; V_2O_5 0,14; на Южном участке Fe 51,18; S 0,33; P 0,31; Zn 0,02; V_2O_5 0,12.

Марганец присутствует в рудах в количестве 0,1—0,2%. Содержание меди колеблется в пределах от следов до 0,1%. Средние содержания титана в пределах 0,32—0,53%, в забалансовых рудах до 0,8%.

В целом по месторождению балансовые запасы составляют по категориям $A + B + C_1$ свыше 1 млрд. т, по категории C_2 394 млн. т. Среднее содержание железа по месторождению 44,9%.

Анзасское месторождение

Анзасское месторождение расположено на северо-западном склоне Западного Саяна на высотах 1050—1200 м, приблизительно в 100 км юго-западнее Абаканского рудника. По административному делению оно входит в Таштыпский район Хакасской автономной области.

Магнетитовое оруденение локализовано главным образом в акмолитообразном массиве метасоматически измененного трахитоидного габбро, залегающего в метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах нижнемонокской свиты (Cm_1). Рудоносный магматический комплекс, получивший название «габбро-альбититового», включает также дайки альбитит-порфиров и пострудные дополнительные интрузии оливинового габбро. В состав вулканогенно-осадочной толщи входят кварц-альбитовые сланцы, амфиболиты и кварциты. Сланцы заключают линзы мраморизированных известняков, диабазы и порфириты (рис. 18). Как трахитоидные габбро, так и осадочно-вулканогенные по-

роды рудной зоны альбитизированы, вплоть до образования мономинеральных альбититов (Павлов, 1964). Кроме того, особенно в участках, удаленных от контакта с вмещающей толщей, габбро скаполитизировано, в результате чего сформированы скаполит-актинолитовые породы. Вблизи руды скаполит часто

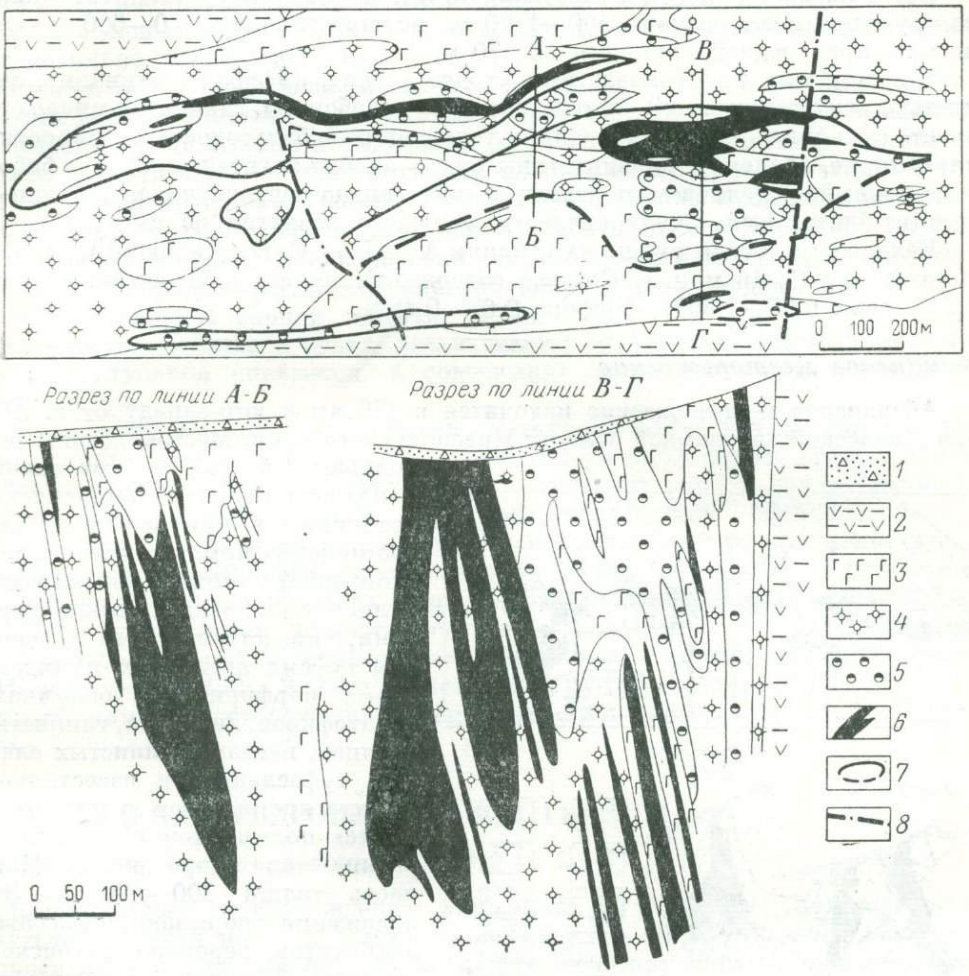


Рис. 18. Геологический план и разрезы по разведочным профилям VIII и XII Анзасского месторождения. По *Ш. Курцерайте.*

1 — делювий; *2* — диабазы, спилиты, кремнистые и глинистые сланцы; *3*— габбро; *4* — альбититы метасоматические; *5* — метасоматиты скаполит-амфиболовые; *6* — руды магнетитовые; *7* — суммарная проекция рудных тел на поверхность; *8* — тектонические нарушения

замещен глинистыми минералами группы монтмориллонита. Собственно скарновая минерализация (пироксен, гранат) не получила на месторождении почти никакого развития.

Геологическая структура месторождения определяется зоной крутопадающих кулисообразно расположенных дизъюнктивов, оперяющих Джебашский глубинный разлом. Общая ширина зоны дробления достигает 1000 м. Наиболее значимые рудные тела приурочены к участкам предрудной трещиноватости

внутри габброидного массива; в породах экзоконтакта отмечается серия сближенных маломощных, быстро выклинивающихся рудных линз. Возраст оруденения вероятно ордовикский, возможно силурийский (Главнейшие железорудные месторождения Сибири, 1970).

Всего на месторождении разведано 10 линзообразных рудных тел. Наиболее крупные имеют размеры 400—1700 м по простиранию, 50—600 м — по падению при средней мощности 20—70 м.

В состав руд, кроме магнетита, входят альбит, амфибол (актинолит, значительно реже дашкесанит), биотит, скаполит, карбонаты, глинистые минералы, апатит, сульфиды — пирит (в ранних генерациях кобальтоносный), пирротин, халькопирит, сфалерит. Главные типы руд — альбит-магнетитовый и амфибол-магнетитовый с наличием переходных разновидностей; подчиненный тип — магнетит-биотитовый. Зона окисления большого развития не имеет.

Балансовые запасы руд по категориям А + В + C_1 составляют 151 млн. т, по категории C_2 16 млн. т. Среднее содержание железа в балансовых рудах 38,2%, серы 0,97—2,66%, фосфора 0,09—0,18%.

Абаканское месторождение

Абаканское месторождение находится в 176 км к юго-западу от г. Абакана Хакасской автономной области Красноярского края. Месторождение расположено в районе сочленения Западного Саяна и Минусинской котловины и приурочено к юго-восточному крылу антиклинали, сложенной нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными породами, представленными в основном туфами авгитовых и андезитовых порфиритов с обломками кератофиров, диоритов, глинистых сланцев, песчано-глинистых сланцев, туфосланцев и известняков. В виде пропластков в них отмечаются полимиктовые песчаники, редкие тела порфиритов. Мощность толщи 300—400 м. Эти отложения прорываются массивом альбититов, вероятно девонского возраста (Богацкий, Курцерайте, 1966). Массив расположен в 3 км от месторождения.

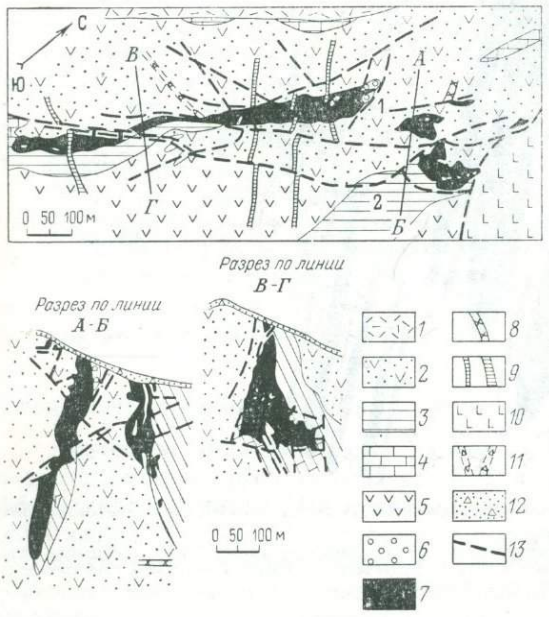


Рис. 19. Геологический план и разрезы Абаканского месторождения. По *А. Тригубович, Я. Бартель.*

1 — кератофиры и их туфы; *2* — туфы порфиритов; *3* — сланцы песчано-глинистые; *4* — известняки; *5* — порфириты; *6* — метасоматиты; *7* — руды магнетитовые с анкеритом, сидеритом и др.; *8* — альбититы; *9* — диорит-порфириты; *10* — порфириты лабрадоровые; *11* — тектонобрекчии; *12* — делювий; *13* — тектонические нарушения. Рудные участки (цифры на плане): 1 — Главный, 2 — Третьего рудного тела

В районе месторождения известны также небольшие кембрийские интрузивы сиенит-диоритов и послерудные дайки альбитит- и диорит-порфиров мощностью до 15 м. Вблизи рудных тел развиты низкотемпературные метасоматиты, сложенные хлоритом, серицитом, эпидотом, актинолитом,

кальцитом, кварцем, магнетитом. Наблюдается альбитизация, редко актинолитизация пород. Длина рудной зоны 1,3 км при ширине 0,3—0,4 км. Внутри нее согласно с напластованием вмещающих пород кулисообразно расположены два крутопадающих рудных тела, приуроченных к наиболее крупной линзе известняков и пачке песчано-глинистых сланцев. Максимальная протяженность рудных тел по простиранию соответственно 1130 и 350 м, по падению 620—430 м, при мощности 50 и 17 м. Переходы между рудами и вмещающими породами довольно резкие (рис. 19).

Рудные тела и вмещающие их породы расчленены многочисленными послерудными дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний с амплитудой подвижек до 50 м. По северо-восточным трещинам развиты эпидотизация, актинолитизация, альбитизация, сульфидизация. С северо-западными трещинами, более молодыми по сравнению с северо-восточными нарушениями, связаны послерудные дайки альбитофиров и кварцевых порфиров, а также наложенная анкеритовая, актинолит-магнетитовая, кварц-гематитовая и сульфидно-арсенидная минерализация (Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1959).

Содержание железа в рудах увеличивается от флангов к центру рудного тела и с глубиной снижается, а содержание сульфидов в руде с глубиной увеличивается.

Руды магнетитовые. Постоянными спутниками магнетита являются актинолит, хлорит, кальцит, сидерит и кобальтсодержащий пирит, реже в рудах присутствуют мушкетовит, гематит, альбит, актинолит, эпидот, цоизит, титанит, апатит, халькопирит, пирротин, саффлорит, арсенопирит, сфалерит, кварц. Преобладающие текстуры руд — пятнистая, реже массивная, полосчатая, концентрическая, брекчиевая, брекчиевидная, бурундучная. В зоне окисления близ поверхности и на участках развития разрывных нарушений до глубины 150—200 м встречаются лимонит, мартит и галлуазит.

В балансовых рудах среднее содержание железа составляет 45,3%, серы 2,39% и фосфора 0,19%. Запасы магнетитовых руд по категориям $A + B + C_1$ равны 62 млн. т. Месторождение разрабатывается карьером и шахтным способом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ГРУППЫ

Коршуновское месторождение

Коршуновское месторождение находится в районе г. Железногорска Иркутской области на ж.-д. магистрали Тайшет — Лена. Является наиболее крупным месторождением Ангаро-Илимского железорудного района, расположенного в юго-западной части окраины Сибирской платформы.

Месторождение локализовано в отложениях чехла платформы, сложенных аргиллитами, известняками, мергелями, алевролитами, песчаниками и глинами верхоленской (верхний кембрий), устькутской, мамырской и братской (ордовик) свит. Осадочные породы верхнего кембрия и ордовика прорваны так называемыми «трубками взрыва», заполненными туфобрекчиями и обломками вмещающих пород, подвергшимися значительным метасоматическим изменениям. Изверженные породы района представлены траппами, образующими крутопадающие дайки северо-восточного, реже широтного простирания, а также пластовые тела мощностью 30 м и более, сложенные габбро-долеритами, долеритами и долеритовыми порфиритами (рис. 20).

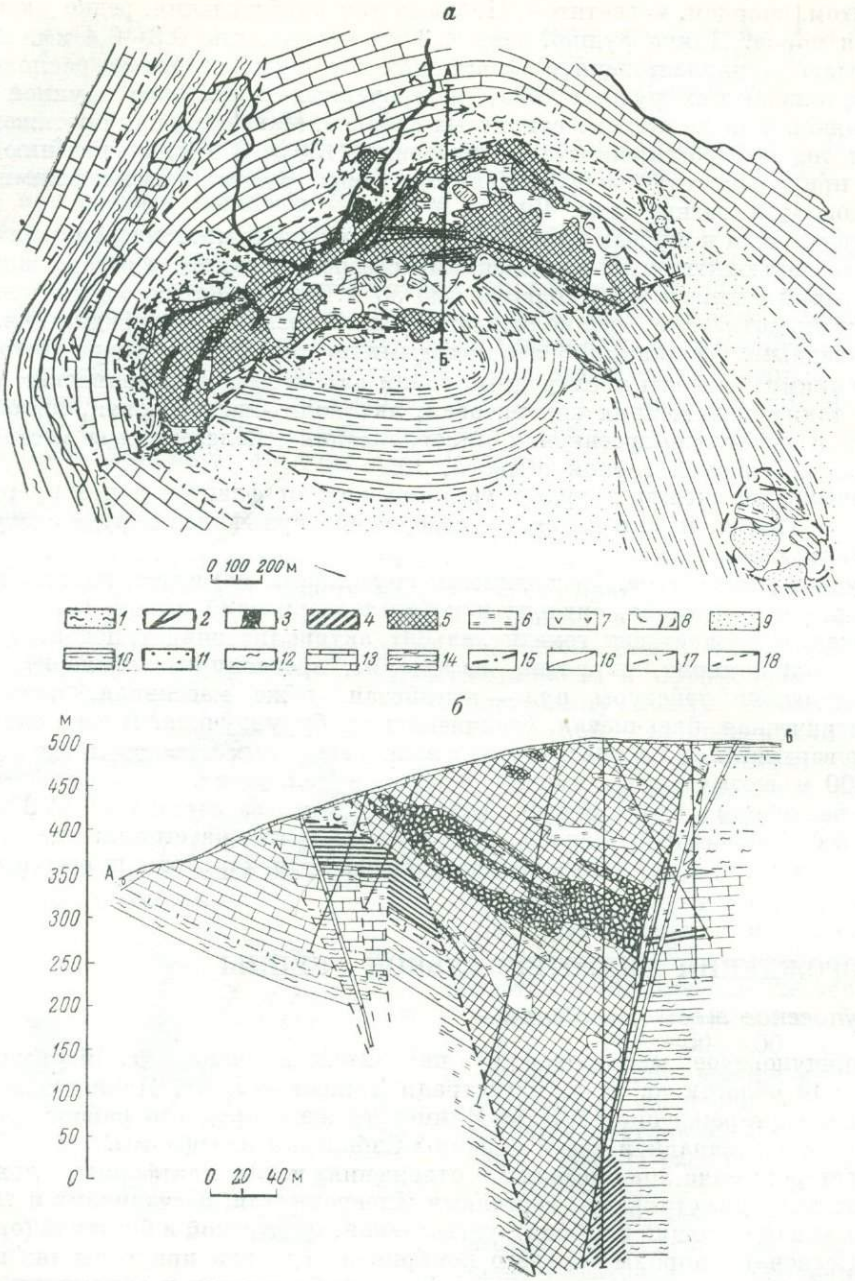


Рис. 20. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) по линии I—I Коршуновского месторождения. По *М. Иващенко и В. Карабельниковой.*

1 — четвертичные отложения; *2* — жильные магнетитовые руды; *3* — магнетитовые руды метасоматические, массивные, почти сплошные; *4* — полосчатые магнетитовые руды; *5* — магнетитовые руды вкрапленной и брекчиевидной текстуры; *6* — околорудные метасоматиты; *7* — траппы; *8* — туфогенные породы; *9* — породы среднебратской подсвиты; *10* — породы нижнебратской подсвиты; *11* — породы верхнемамырской подсвиты; *12* — породы нижнемамырской подсвиты; *13*— породы устькутской свиты; *14* — породы верхоленской свиты; *15* — эруптивный контакт — контуры трубок взрыва; *16* — диффузионный контакт; *17* — стратиграфический контакт; *18* — тектонические нарушения

Трубка взрыва прорывает все свиты пород нижнего палеозоя (Антипов и др., 1960). Стенки трубки круто падают под углами 65—75° внутрь поля распространения туфогенных пород. Основное рудное тело вытянуто с юго-запада на северо-восток на 2,5 км при ширине 400—600 м. Форма второго рудного тела близка к изометричной с диаметром около 500 м. На глубину рудные тела суживаются и прослеживаются до 700 м.

Морфология рудных тел сложная. Выделяются пластообразные тела метасоматических магнетитовых руд, залегающие согласно с вмещающими породами нижнего палеозоя; штокообразные, линзообразные, пластовые и столбообразные метасоматические рудные тела в метасоматически преобразованных пирокластических породах и крутопадающие жилы сплошного магнетита. В совокупности все эти рудные тела образуют крупную единую рудную залежь, морфология которой определяется формой трубки взрыва.

Околорудные метасоматиты возникли в результате гидротермально-метасоматического преобразования осадочных, туфогенных и изверженных пород. Ясно выражены признаки замещения главным образом в породах, заполняющих трубки, менее — в породах, рассекаемых трубкой, — доломитизированных известняках, мергелях, известковистых аргиллитах, песчаниках с известковистым и известково-глинистым цементом. В глинистых и кварцевых песчаниках с глинистым цементом метаморфизм проявлен весьма незначительно.

Наиболее развиты на месторождении брекчиевидные и вкрапленные руды. Они связаны с околорудными метасоматитами постепенными взаимопереходами. Реже встречаются массивные и полосчатые руды. Главным рудным минералом на месторождении является магномагнетит, содержащий до 6% окиси магния. Второстепенные рудные минералы представлены гематитом. В околорудных метасоматитах и рудах встречаются диопсид, гранат, эпидот, апатит, хлорит, кальцит, актинолит, флогопит, роговая обманка, тальк, цеолит, монтмориллонит, арагонит. В рудах содержится (в вес %): Fe 34,4 (с колебаниями 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 0,19—0,21; S 0,02—0,03.

Запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ равны 338 млн. т, по категории C_2 95 млн. т. Месторождение разрабатывается карьером.

Рудногорское месторождение

Рудногорское месторождение расположено на правобережье р. Илим, в 35 км к северо-востоку от Нижне-Илимска, в 6 км от ветви Ленской ж. д. Хребтовая — Усть-Илим. Месторождение заключено в отложениях чехла Сибирской платформы. Основная его часть локализована в породах, заполняющих вулканическую трубку взрыва.

Район месторождения слагают лежащие горизонтально нижнесилурийские отложения братской (известковистые глины, мергели, известковистые и слюдистые песчаники, доломиты) и кежемской (песчаники) свит, на которых после значительного стратиграфического перерыва залегают пермо-триасовые туфы и туфобрекчии траппового состава тунгусской серии. Помимо залегания на силурийских отложениях пирокласты тунгусской серии и редкие обломки силурийских пород заполняют крупную и две небольшие вулканические трубки взрыва, уходящие почти вертикально на глубину. Основная трубка, точнее воронка, имеет грубо овальную в плане форму с поперечниками 600 и 1500 м на поверхности и 300 м на глубине 300 м. В южном борту трубки проходит широтная дайка траппов (оливиновых диоритов) мощностью 35 м. Маломощная трапповая дайка зафиксирована и в теле трубки.

Рудные тела представлены несколькими сближенными, нередко сливающимися крутопадающими широтными жилами богатых сплошных магномагнетитовых руд, рассекающими тело трубки и выходящими на западе и востоке за ее пределы. Общая длина сложной жилы более 2 км при суммарной мощности до 45 м. С рудными жилами ассоциируют неправильные скопления вкрапленных руд, развивающихся вдоль сетки тонких трещин в породах трубки, а также на поверхности обломков брекчий и в их тонкообломочном цементе. Туфы и брекчии, заполняющие трубку, подверглись интенсивному околорудному метасоматическому изменению, превращены в пироксен-гранатовые, гранат-хлоритовые, хлорит-серпентин-кальцитовые метасоматиты, в различной степени оруденелые, с реликтовыми структурами замещенных пород. Преобладают хлорит-серпентин-кальцитовые метасоматиты. Главный рудный минерал — магномагнетит — содержит более 7% MgO, изоморфно замещающий FeO, а также небольшую примесь Al_2O_3. Характерно постоянное присутствие в рудах заметных количеств игольчатого апатита. Кроме того, в рудах представлены гематит, хлорит, серпентин, кальцит, сфен и малораспространенные кварц, пирит, минералы гидроокислов железа.

Специфической особенностью жильных руд является значительное развитие метаколлоидных текстур — почковидных, сферически-скорлуповатых, эндогенных оолитовых и других. Жильные руды в целом тонко- и толстополосчатые, местами крустификационные.

Выделены два сорта руд: 1) богатые — сплошные тонко- и грубополосчатые; 2) вкрапленные, тонкопрожилковые — богатые и бедные. Средние содержания в богатых рудах (в вес. %): Fe 53,1; P 0,33; S 0,05. Во вкрапленных рудах среднее содержание железа 39,8 вес. %.

Запасы железных руд по категориям $A + B + C_1$ 209 млн. т (в том числе 66 млн. т богатых руд, остальные вкрапленные), по категории C_2 60 млн. т вкрапленных руд.

Тагарское месторождение

Тагарское месторождение расположено в 110 км к восток-северо-востоку от ст. Богучаны Красноярского края, в 15 км к северу от р. Ангары, в юго-западной части окраины Сибирской платформы.

Месторождение локализовано в карбонатных породах нижнего кембрия, карбонатно-терригенных отложениях среднего и верхнего кембрия и ордовика и терригенных отложениях карбона, слагающих чехол платформы. В отложениях ордовика и карбона развиты пластовые, реже секущие тела троктолитовых оливиновых долеритов, реже габбро-долеритов и пегматоидных долеритов (рис. 21).

Рудоносная трубкообразная структура (рис. 22) сложена эксплозивными брекчиями, трапповыми агломератами и крупными блоками вмещающих пород. Эксплозивные брекчии превращены в метасоматиты различного состава. Среди метасоматитов преобладают хлорит-серпентин-кальцитовые и кальцитовые, реже встречаются скарноподобные метасоматиты гранатового и пироксенового состава.

Рудоносная структура в плане имеет эллипсовидную форму с размерами 2000 × 1000 м. В вертикальном сечении (сверху вниз) воронкообразная форма переходит в трубкообразную с общим крутым погружением оси в юго-восточном направлении. Рудные тела выделены по бортовому содержанию железа 20%, имеют сложную штоко- и линзообразную форму с постепенными переходами к метасоматитам. Руды прослежены на глубину 900 м в восточной части место-

рождения, а в западной на глубине 250—300 м выклиниваются. Рудоносная площадь на поверхности составляет 625 тыс. м² и с глубиной сокращается.

Среди промышленных типов руд выделяются брекчиевидные, вкрапленные и массивные магнетитовые, а в коре выветривания глинистые и сыпучие мартит-магнетитовые и гематит-гидрогётитовые.

В магнетитовых рудах главным рудным минералом является магномагнетит, содержащий до 3% окиси магния, второстепенные минералы представлены серпентином, кальцитом, хлоритом, реже диопсидом, гранатами, флогопитом, эпидотом, пиритом, халькопиритом, пирротином. Средние содержания (в вес. %):

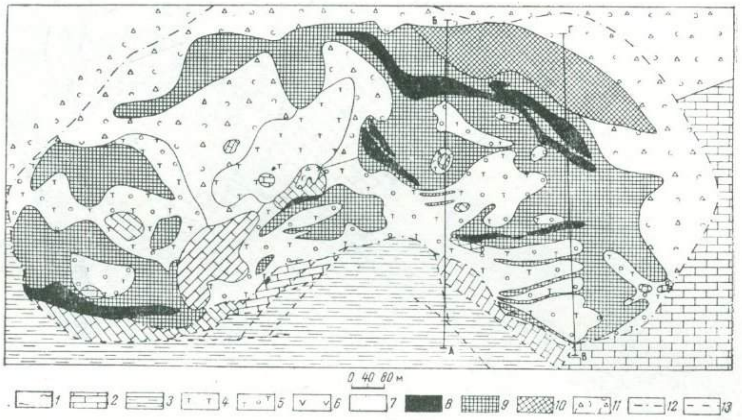


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Тагарского месторождения. По *А. Капиносу и Б. Хадикову*. *1* — четвертичные отложения; *2* — мраморизованные известняки; *3* — аргиллиты, алевролиты, песчаники; *4* — туфы; *5* — частично метасоматически измененные брекчии и метасоматиты; *6* — долериты; *7* — оруденелые метасоматиты (10—20% железа); *8* — магнетитовые руды с содержанием железа более 50%; *9* — магнетитовые руды с содержанием железа 20—50%; *10* — лимонитовые руды; *11* — структурные глины коры выветривания; *12* — зона эруптивного контакта — контур трубки взрыва; *13* — тектонические нарушения

Fe в плотных магнетитовых рудах 28,9; S 1,56; P 0,14; в рыхлых магнетитовых рудах Fe 39,5; S 0,04 и P 0,3. Среднее содержание железа в гётит-гидрогётитовых рудах 31,9 вес. %.

Запасы магнетитовых руд по категориям $A + B + C_1$ 390 млн. т; гётит-гидрогётитовых руд — 45 млн. т.

Абаильское месторождение

Абаильское месторождение находится в Тюлькубасском районе Южно-Казахстанской области Казахской ССР, в 8 км от ст. Абаил Туркестано-Сибирской ж. д.

В районе месторождения распространены известняки и сланцы силура, несогласно перекрывающиеся песчано-конгломератовыми образованиями верхнего девона. Породы собраны в крупные складки северо-западного простирания, главной из которых является Сартурская антиклиналь, прослеженная на длину свыше 20 км. По простиранию она рассекается зоной Сартурского разлома, контролирующего известные в районе гидротермальные проявления. В зоне разлома размещается группа сидеритовых месторождений (Абаил, Кулан, Ахылбек, Нейман) и серия кварцевых жил, содержащих сульфиды меди и самородное золото (Гарьковец, 1946).

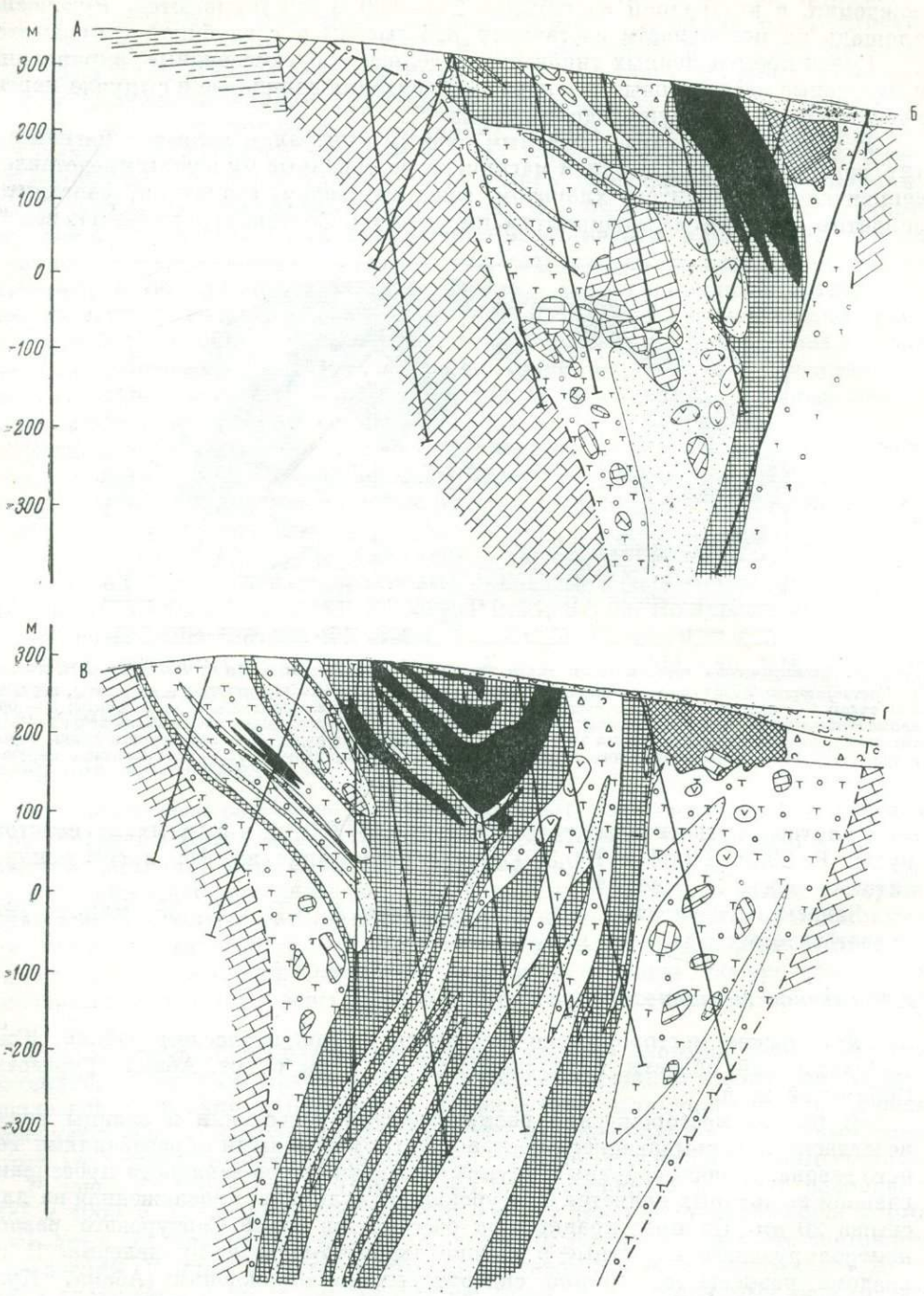


Рис. 22. Геологические разрезы Тагарского месторождения. По *А. Капиносу, Б. Хадикову.* Условные обозначения см. на рис. 21

Рудные тела Абаильского месторождения, общим числом 32, простираются на 2,4 км вдоль Ведущего разлома, являющегося ветвью Сартурского разлома.

Рудные тела приурочены к структурам пересечения и сопряжения Ведущего разлома с сопровождающими его трещинами, имеют в плане линзообразную, а на глубину столбообразную форму и достигают по длине нескольких

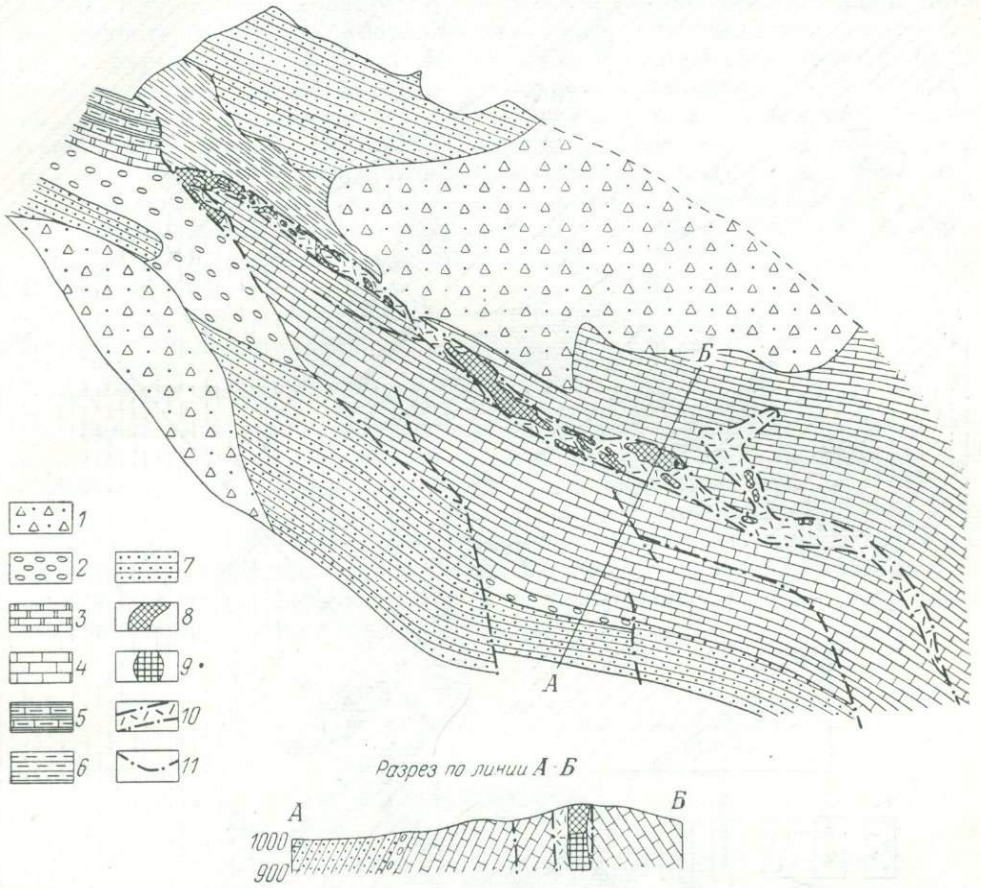


Рис. 23. Схематическая геологическая карта и разрез Абаильского месторождения. По *В. Гаръковцу*.
1 — наносы; *2* — крупногалечные конгломераты; *3* — черные кремнистые сланцы; *4* — известняки; *5* — известняково-сланцевый горизонт; *6* — кремнистые сланцы; *7* — алевриты; *8* — гидрогётитовые руды; *9* — сидеритовые руды; *10* — зоны нарушений; *11* — тектонические нарушения

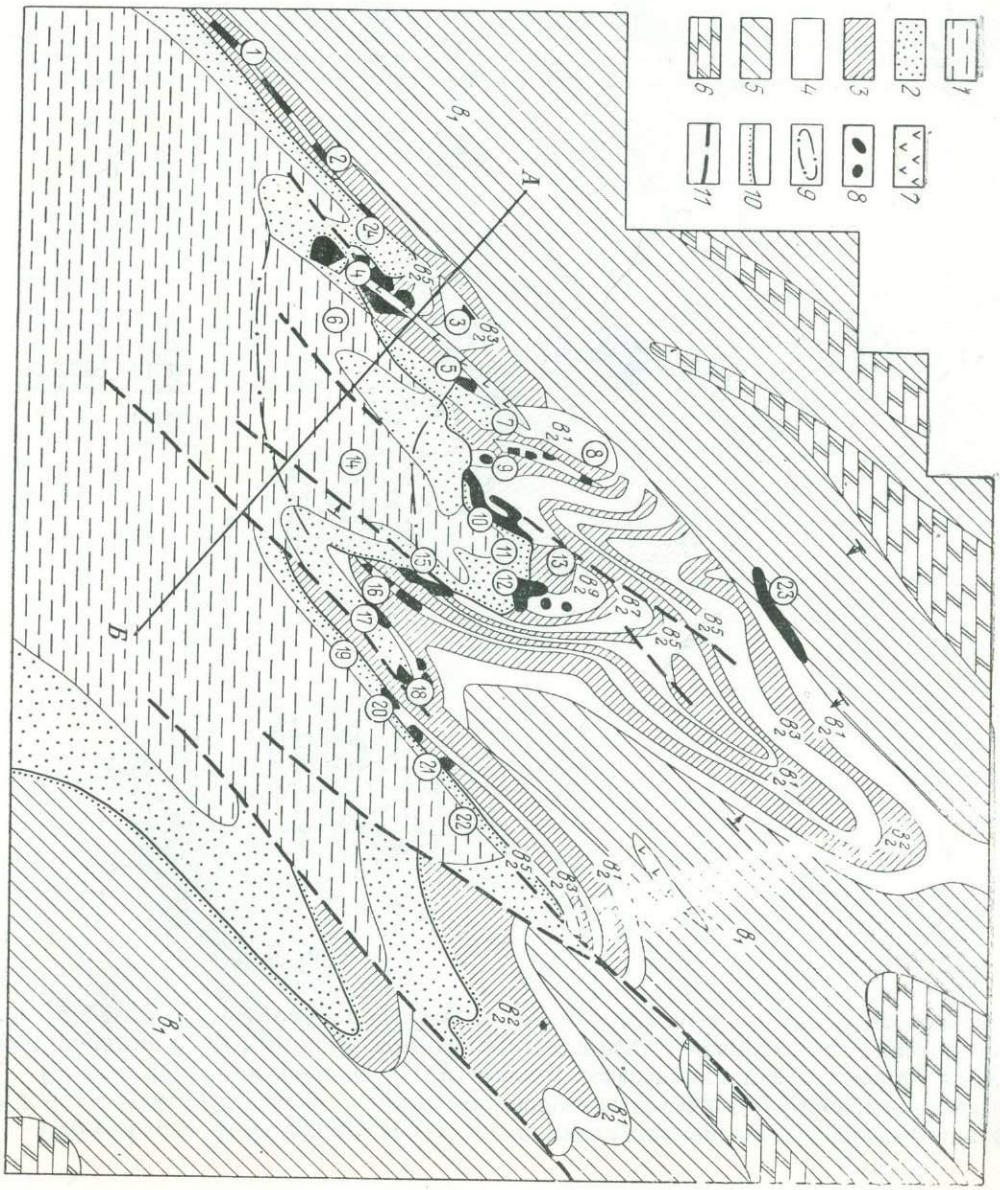
сотен метров при мощности в несколько десятков метров и протяжении на глубину более чем на 200 м (рис. 23).

На месторождении выделяются три типа руд:

1) первичные сидеритовые, слагающие нижние горизонты месторождения, представлены сидероплезитом, анкеритом, подчиненными кварцем, пиритом, содержащим 0,1—0,8% мышьяка; пирит распределяется в сидерите в виде прожилков, гнезд и вкрапленников;

2) вторичные бурожелезняковые руды, представленные в основном гидрогётитом и гидрогематитом, которые слагают верхние горизонты месторождения и являются продуктом окисления первичных руд;

Бурзянская
Юрматинская
Серия
Сакинская Pt2s
Бакальская Pt2b
Зигальгинская
Зигазино-Комаровская Pt2zk
Свита
Нижняя B1
Верхняя B2
Pt2zg
Подсвита
Пачка
Геологическая колонка
1100
450-500
0-250
120-360
120
82
70
100
120
60
150
900
23
60
Мощность, м


А
Б
В
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

3) смешанные окисно-карбонатные руды, встреченные в зоне перехода между первичными и вторичными рудами. Глубина зоны окисления колеблется от 10 до 150 м. Зона смешанных руд достигает 25 м по вертикали. Вмещающие породы, а местами и рудные тела пересекаются значительным количеством кварц-анкеритовых и баритовых жил и прожилков, иногда содержащих халькопирит, блеклые руды и самородное золото.

Для рудных тел характерно зональное строение. Вдоль каналов циркуляции гидротермальных растворов руды представлены сидеритами (в зоне окисления — бурыми железняками). По периферии сидеритовые тела окаймляются оторочками анкеритов, которые сменяются доломитами. В зоне окисления по анкеритам развиваются убогие бурожелезняковые руды с некондиционным содержанием железа (10—30%). Внутри рудных тел местами установлены реликты замещенных сидеритом доломитизированных известняков, не подвергшихся доломитизации, предшествовавшей рудообразованию.

Средний состав первичных руд (в вес. %): Fe 35,6; CO_2 25,2; MgO 6,57; S 2,25; P 0,016; As 0,06; окисленных руд: Fe 48,4; CO_2 7,24; MgO 0,94; S 0,03; P 0,02; As 0,04.

Запасы сидеритовых руд по категориям $A + B + C_1 + C_2$ составляют 15 млн. т, бурых железняков — 13 млн. т.

Бакальское месторождение

Бакальская группа месторождений сидеритов и бурых железняков находится в Саткинском районе Челябинской области. Здесь на площади 150 км² насчитывается 24 железорудных месторождения (рис. 24).

В геологическом строении Бакальского рудного поля (Яницкий, Сергеев, 1962) принимают участие осадочно-метаморфические породы бурзянской и юрматинской серий верхнего протерозоя. В составе бурзянской серии выделяются саткинская и бакальская свиты, а в юрматинской серии — зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты.

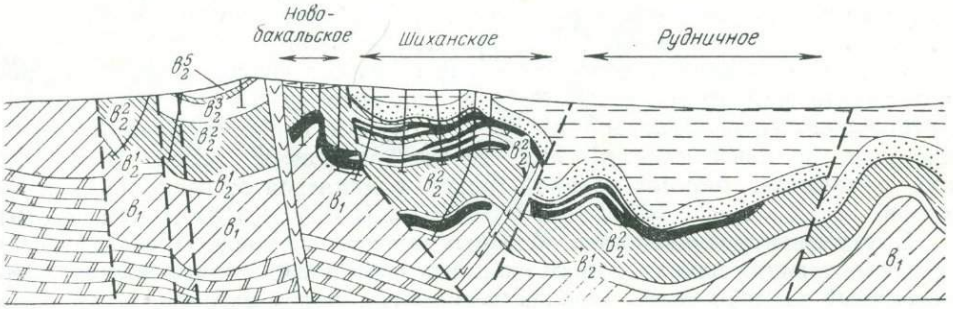


Рис. 24. Схематическая геологическая карта, стратиграфическая колонка и разрез Бакальского рудного поля. По *А. Яницкому, О. Сергееву* (1962).

1 — сланцы зигазино-комаровской свиты; *2* — кварциты зигальгинской свиты; *3* — сланцы верхней подсвиты бакальской свиты ($b\frac{2}{2}$, $b\frac{4}{2}$, $b\frac{6}{2}$, $b\frac{8}{2}$, $b\frac{10}{2}$); *4* — известняки и доломиты верхней подсвиты бакальской свиты (березовская пачка $b\frac{1}{2}$, шуйдинская $b\frac{3}{2}$, гаевская $b\frac{5}{2}$, шиханская $b\frac{7}{2}$, верхнебакальская $b\frac{9}{2}$); *5* — сланцы нижней подсвиты бакальской свиты (макаровская пачка); *6* — известняки и доломиты саткинской свиты; *7* — диабазы; *8* — железные руды; *9* — контуры «слепых» рудных залежей; *10* — линии трансгрессивного налегания; *11* — линии тектонических смещений.

Месторождения железа (цифры в кружках): 1 — Шуйдинское II, 2 — Шуйдинское I, 3 — Холодный Ключ, 4 — им. ОГПУ, 5 — Новобакальское, 6 — Шиханское, 7 — Объединенное, 8 — Ленинское, 9 — Канатная Дорожка, 10 — Буландихинское, 11 — Малобуландихинское, 12 — Восточное, 13 — Западное, 14 — Рудничное, 15 — Гаевское, 16 — Северо-Западный Иркускан, 17 — Александровское, 18 — Ивановское, 19 — Новоалександровское, 20 — Охряное, 21 — Ельничное, 22 — Ельничное Большое, 23 — Нижнебакальское, 24 — Петлинское

Саткинская свита сложена доломитами, мергелями, известково-глинистыми сланцами, известняками и доломитовыми известняками. Породы бакальской свиты, залегающие согласно на саткинской свите, разделяются на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена хлорит-серицит-кварцевыми глинистыми филлитовидными сланцами и песчаниками. Верхняя (рудоносная) подсвита представлена чередованием известняков, доломитов и сланцевых пород. Она расчленена на 10 пачек. Пачки карбонатных пород содержат пласты сидеритов и бурых железняков.

На отложениях бакальской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают породы зигальгинской свиты, представленные «сланцами перемыва», конгломератами с валунами и гальками кварцитов, филлитов и кварца, а в верхней части — кварцитами и песчаниками, иногда с волноприбойными знаками и трещинами усыхания. Выше согласно залегают отложения зигазино-комаровской свиты, представленные кварц-хлорит-серицитовыми, углисто-серицит-глинистыми, филлитовидными сланцами, песчаниками, мергелистыми доломитами. В сланцах встречаются маломощные (до 0,2 м) линзочки сидерита.

Магматические породы в рудном поле представлены многочисленными дайками и интрузивными залежами диабазов и габбро-диабазов.

Переслаивание пачек карбонатных пород, благоприятных для рудообразования, со сланцевыми определили многоярусное расположение рудных тел. Тектоническими движениями рудное поле разбито на серии смятых в складки крупных и мелких блоков, сдвинутых по тектоническим разломам относительно друг друга на сотни метров. Древний размыв бакальской свиты и угловое несогласие между отложениями бурзянской и юрматинской серий еще более осложнили структуру рудного поля.

Границы между месторождениями проводятся по тектоническим разломам, разделяющим соседние структурные блоки, по небольшим безрудным участкам или просто по условным линиям. На Бакальской группе месторождений известно более 200 отдельных рудных тел в виде пластообразных, линзовидных и гнездообразных залежей и рудных жил. Наиболее крупные пластообразные залежи занимают площадь 1,5—2 км^2 при мощности 80 м.

Контакты сидерита с доломитом, как правило, резкие. Содержание железа на контакте изменяется с 27—30% в сидерите до 2—5% в доломите. На месторождениях не отмечено ни одного случая непосредственного контакта сидеритов с известняками, они всегда разделены зоной метасоматических доломитов, ширина которой может изменяться от нескольких до сотен метров.

Внутреннее строение пластообразных залежей сложное. Прослойки сланцев в рудовмещающих пачках, линзы кварцита, дайки и пластовые залежи диабаза, рассеянный в карбонатных породах песчано-глинистый материал не замещаются рудой, и поэтому все первичные неоднородности строения карбонатных пачек сохраняются в строении рудных залежей. Последними также наследуется дорудная пликативная и дизъюнктивная тектонические структуры рудовмещающих пачек и формы дозигальгинской карстовой поверхности. Местами в рудных залежах сохраняются доломитовые «останцы» — участки рудовмещающего пласта, не замещенные рудой. В результате наряду с блоками довольно простого строения, сложенными однородными рудами, имеются участки, весьма сложные и изменчивые по форме и внутреннему строению. Интрузии диабазов А. Заварицкий (1939) связывает с разломами и сбросами, происходившими главным образом после складчатости. А. Заварицкий, детально

изучавший взаимоотношения даек и сидеритового оруденения, показал, что дайки древнее сидеритовых руд.

По вещественному составу на месторождении выделяют сидериты, полуокисленные сидериты и окисленные руды. Последние представлены плотными гидрогётитами, бурыми железняками и гидрогематитовыми (турьитовыми) рудами, порошковатыми бурыми железняками (охры и черноталы), буро-охристыми, кавернозно-натечными и глинистыми бурыми железняками.

Первичные текстуры сидеритов: массивная, концентрически скорлуповатая (строматолитовая), слоистая и «первично-червячковая»; вторичные текстуры: прожилковая, полосчатая, пятнистая, друзовая, «вторично-червячковая», брекчиевая и гранулитовая, развившиеся по первичным текстурам в результате пострудного метаморфизма и воздействия тектонических нарушений.

Основным рудным минералом на Бакальских месторождениях является сидероплезит и пистомезит, в котором кроме Fe (25—40%) и MgO (7,5—19%) содержатся CaO (до 1,5—3%) и MnO (до 2%). Сидероплезит и пистомезит слагают 80—95% рудной массы. Остальная часть руды образована доломитом, анкеритом и баритом. В небольшом количестве в рудах встречаются пирит, халькопирит, гематит, галенит и сфалерит. В трещинах близ дневной поверхности отмечается опал, халцедон и арагонит. Глубина зоны окисления колеблется от 3 до 110 м. Граница между сидеритами и окисленными рудами неровная.

Окисленные руды сложены гидрогётитом (бурые железняки) и гидрогематитом (турьитом). Гётит имеет небольшое распространение, им сложены натечные образования. Нерудные минералы представлены кварцем и глинистыми минералами. В небольшом количестве присутствуют доломит, магнезит, анкерит, барит, альбит, арагонит, апатит, вад, пиролюзит, пирит, халькопирит, азурит, гематит, галенит, сфалерит, магнетит, вивианит.

Средний химический состав сидеритовых руд (в вес. %): Fe 28,0—37,5; MgO 7,5—13,8; CaO 1—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. 30,79—39,47.

Средний химический состав бурожелезняковых руд (в вес. %): Fe 37,8—57,7; MgO 0,16—1,8; CaO 0,21—1,26; MnO 0,68—2,28; SiO_2 7,5—18,3; Al_2O_3 2,31—6,63; P 0,015—0,144; S 0,006—0,086; п. п. п. 10,08—12,52.

Запасы месторождений Бакальской группы по категориям $A + B + C_1$: сидеритовых руд 560 млн. т, бурожелезняковых руд 39 млн. т.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ МОРСКОЙ ГРУППЫ

Нижне-Ангарское месторождение

Нижне-Ангарское месторождение расположено в южной части Ангаро-Питского железорудного бассейна в 30 км от пос. Южно-Енисейск Красноярского края.

В структурном отношении Ангаро-Питский бассейн представляет собой крупную синклинальную складку северо-западного простирания, осложненную складками второго и более высоких порядков. В строении этой синклинали принимают участие верхнепротерозойские и в меньшей степени нижнекембрийские отложения.

Все протерозойские отложения бассейна стратиграфически подразделяются на девять свит (снизу вверх): пенченгинскую, удерейскую, погорюйскую, карточки, аладьинскую, потоскуйскую, киргитейскую, нижнеангарскую

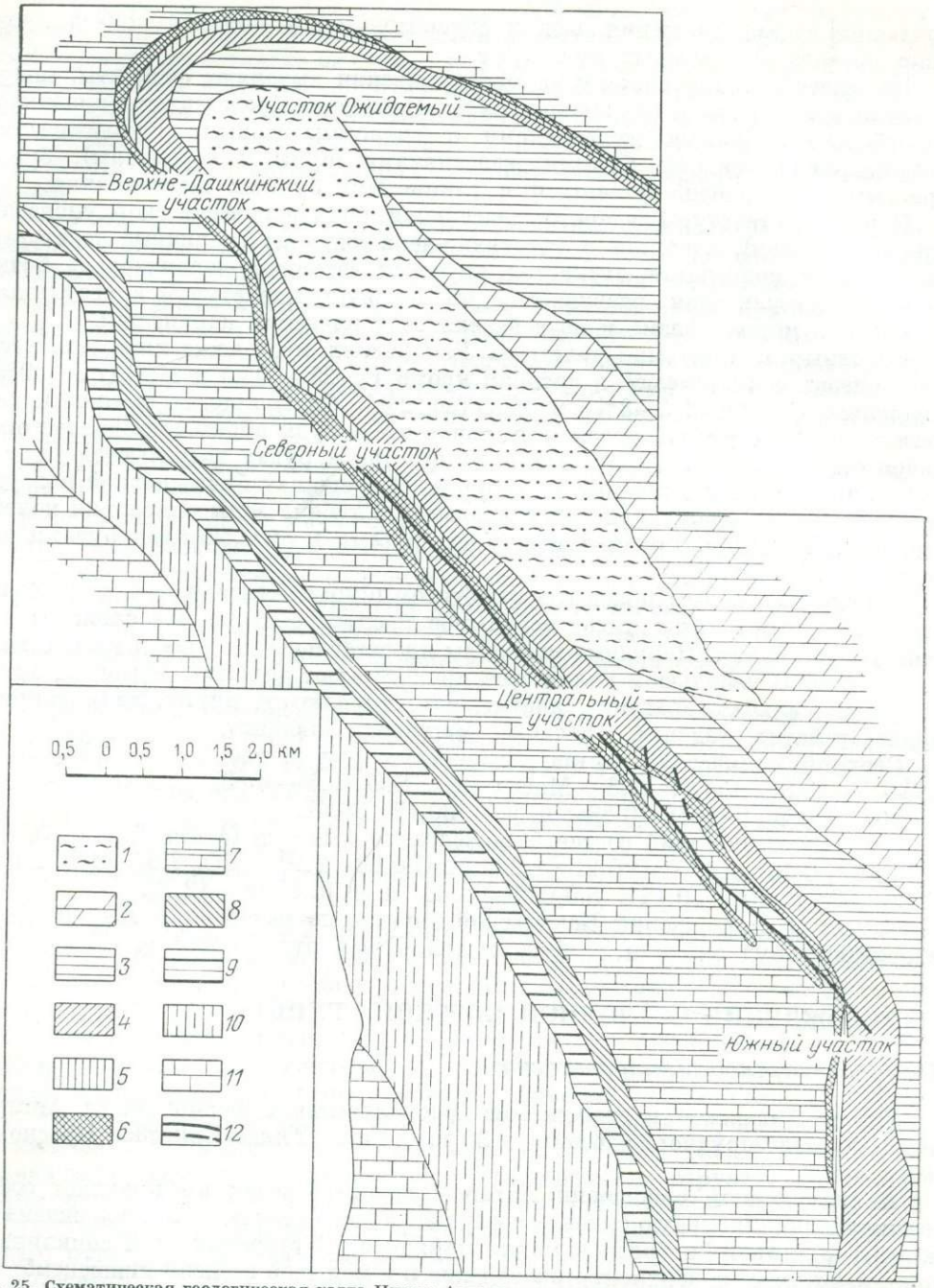


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Нижне-Ангарского месторождения. По *А. Лесгафту.*

1 — третичные суглинистые отложения мощные, рыхлые с обломочным материалом; *2—11* — отложения верхнего протерозоя: *2* — мергелистые темно-серые известняки дашкинской свиты, *3* — сланцы темно-серые мергелистые, *4* — сланцы фиолетовые песчано-глинистые, *5* — сланцы серые и темно-серые песчано-глинистые, *6* — рудный горизонт, *7* — сланцево-карбонатный горизонт с прослоями известняков, *8* — сланцы фиолетовые, *9* — сланцы тонкополосчатые алевритовые с хлоритоидом, *10* — горизонт черных глинистых сланцев с пиритом, *11* — известняки черные, неслоистые потоскуйской свиты; *12* — тектонические нарушения

(рудоносную) и дашкинскую (Юдин, 1968). Свиты сложены глинистыми и песчано-глинистыми, в меньшей степени карбонатными отложениями.

Нижне-Ангарское месторождение приурочено к западному крылу брахисинклинали. Рудоносная свита на месторождении состоит из пластов гематитовых руд, аргиллитов, песчаников и сланцев с обильным количеством железистого хлорита. Протяженность всего месторождения 20 км, отдельных пластов — до 10—15 км, по падению они прослежены на 600 м, угол падения пластов 45—60°. В центральной части месторождения (рис. 25) на протяжении около 12 км рудный горизонт сдвоен вдоль плоскости Главного сброса с амплитудой 150—400 м. Выявлено также несколько поперечных и диагональных дизъюнктивных нарушений с малой амплитудой перемещения. Наиболее мощные и богатые по содержанию железа рудные пласты (в количестве до 10) залегают у основания рудного горизонта на Центральном участке. Длина этой зоны 5 км, средняя мощность отдельных пластов 5—8 м, суммарная — 50 м.

На Северном участке длиной 6 км количество и суммарная мощность рудных пластов увеличиваются, но мощности отдельных пластов уменьшаются.

На флангах месторождения (Южный и частично Верхне-Дашкинский участки) рудные пласты выклиниваются как по простиранию, так и по падению. Рудные пласты, как правило, имеют резкие границы с вмещающими их песчано-глинистыми породами, но по простиранию часто постепенно переходят в гематитизированные песчаники.

Руды месторождения подразделяются на гематитовые (10%), песчанистые гематитовые (60%) и глинисто-хлоритовые гематитовые гравелиты (30%). Все перечисленные типы руд связаны взаимопереходами. Главнейшими рудообразующими минералами являются гидрогематит, гематит и гётит, изредка присутствует сидерит и очень редко магнетит и пирит. Из нерудных минералов встречаются кварц, лептохлорит, глинистые минералы, серицит и хлориды.

Наиболее типичными структурами гематитовых руд являются скрытокристаллическая, чешуйчатая, пластинчатая, коломорфная и цементная.

Средний химический состав руд (в вес. %): Fe 40,4; SiO_2 24,9; Al_2O_3 7,4; CaO 0,22; MgO 0,22; TiO_2 0,51; MnO 0,05; S 0,03; P 0,08; Pb, Zn, Co, Ni и V — следы.

Запасы руд месторождения по категориям $A + B + C_1 + C_2$ составляют 1,2 млрд. т.

Западно-Каражальское месторождение

Месторождение Западный Каражал находится в 110 км к юго-западу от ст. Жана-Арка Карагандинской области Казахской ССР, в Атасуйском железорудном районе.

В геологическом строении месторождения принимают участие мощная свита (до 1,5 км) эффузивных и туфогенных пород нижнего и среднего девона и такой же мощности свиты осадочных пород верхнего девона — нижнего карбона Джаильминской мульды.

Вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего девона, распространенные к юго-западу от рудной залежи, представлены лавами трахитового и липаритового состава и сопровождающими их пирокластическими отложениями. На них лежат полимиктовые песчаники, алевролиты, сланцы и кремнисто-глинистые породы. Свита осадочных пород верхнего девона — нижнего карбона представлена в нижней части разреза углисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми известняками с прослоями и линзами кремнистых

6 Заказ 485

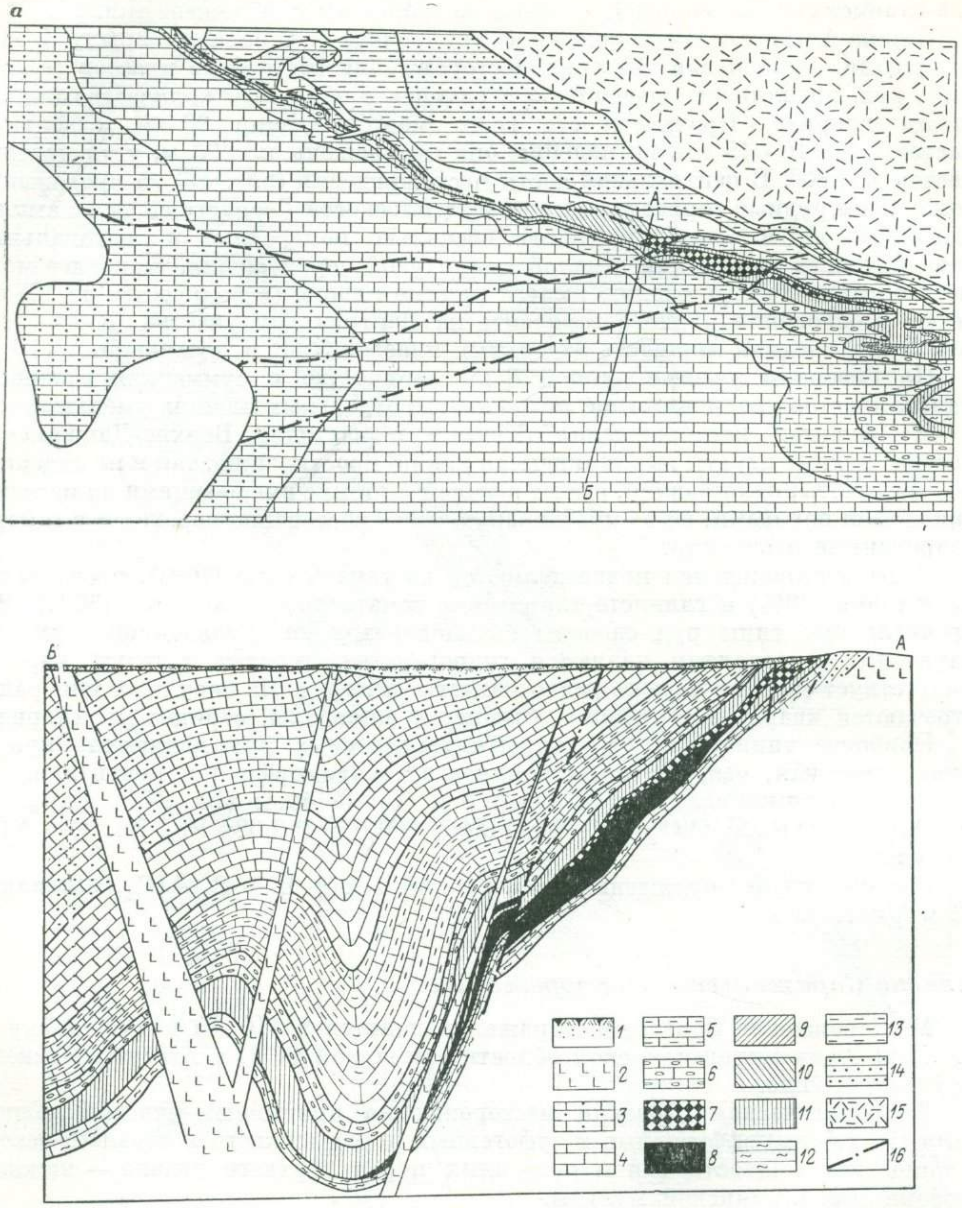


Рис. 26. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) Западно-Каражальского месторождения. По *Г. Момджи, В. Кавуну, С. Чайкину.*

1 — четвертичные суглинки; *2* — диоритовые порфиры; *3* — известняки кремнистые с редкими карбонатными желваками; *4* — известняки кремнистые, массивно-слоистые; *5* — известняки углистые с прослоями аргиллита; *6* — известняки с прослоями роговиков; *7* — магнетитовые руды; *8* — гематитовые руды; *9* — марганцевые руды; *10* — бедные баритизированные железные руды; *11* — бедные железо-марганцевые руды; *12* — кремнисто-карбонатные породы с прослоями роговиков; *13* — углистые аргиллиты, алевролиты и кремнистые известняки; *14* — песчаники полимиктовые, алевролиты; *15* — кварцевые порфиры, альбитофиры, порфириты и их пирокласты; *16* — тектонические нарушения

яшмовидных пород, эффузивов спилитового типа, их туфов и лавобрекчий, а также пластами и линзами магнетитовых, гематитовых и марганцевых руд. В средней части разреза залегают кремнисто-глинисто-карбонатные и яшмовидные породы, туффиты и пепловые туфы с подчиненными прослоями известняков. Верхняя часть разреза сложена известняками с прослоями аргиллитов в восточной части, аргиллитами и песчаниками в западной части месторождения. Углы падения пород до глубины 500—600 м составляют 45—50° на северо-запад, далее крыло складки круто (под углом 70—80°) погружается до глубины 1000 м.

Изверженные породы представлены дайками диоритов и диоритовых порфиритов, пересекающими нижнекарбоновые отложения.

Рудная залежь образует пластообразное тело, согласно залегающее с вмещающими породами; она прослежена по простиранию на 6,5 км и по падению до 800 м. Мощность залежи меняется от 30—40 м на восточном фланге до 20—25 м в центральной части месторождения; на западном фланге как по падению, так и по простиранию она уменьшается до полного выклинивания (рис. 26). Рудный пласт залегает между углисто-кремнистыми известняками с прослоями яшм в лежачем боку и известняками с прослоями яшмовидных пород — в висячем. В нижней части рудной залежи развиты гематитовые руды, в средней — преимущественно магнетитовые и в верхней — бедные гематитовые марганцовистые руды.

В основании рудного пласта прослеживается тонкий марганцеворудный пласт. Такие же пласты и линзы марганцевой руды встречаются и внутри гематитовых пластов (Сапожников, 1963). В верхних частях месторождения выделяется зона баритизированных железных руд.

На месторождении выделяются три промышленных типа руд: магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые. Магнетитовые и магнетит-гематитовые руды отличаются повышенным содержанием германия (Григорьев, 1971).

Главные рудные минералы: гематит, магнетит; второстепенные — сидерит, барит, пирит; в небольших количествах встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит. В зоне окисления, прослеживающейся на несколько десятков метров, распространен мартит и минералы гидроокислов железа. Текстуры руд полосчатые и массивные, структуры зернистые, порфиробластовые.

В балансовых железных рудах средние содержания (в вес. %): Fe 55,6; MnO 0,46; SiO_2 12,4; S 0,6; P 0,03.

Запасы железных руд по категориям A + B + C_1 310 млн. т.

КЕРЧЕНСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН

В пределах Керченского полуострова выделяют два типа месторождений морских осадочных оолитовых железных руд киммерийского возраста. Первый тип месторождений приурочен к крупным тектоническим брахисинклинальным структурам — мульдам, второй тип связан с ложнотектоническими структурами — компенсационными прогибами в зоне развития грязевого вулканизма, так называемыми «вдавленными синклиналями» (Шнюков, 1965). К первому типу относятся Ак-Манайское, Чегене-Салынское, Катерлезское, Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское и Яныш-Такыльское месторождения, ко второму — Баксинское, Кезенское, Осовинское, Новоселовское, Репьевское и Узунларское месторождения (рис. 27). Основные запасы кондиционных железных руд (с содержанием железа более 30%) приурочены к месторождениям первой группы.

Во всех мульдах и прогибах рудный пласт среднекиммерийского возраста подстилается известняками понтического яруса или глинами нижнекиммерийского яруса и покрывается глинами с примесью песчанистого и алевритового материала верхнекиммерийского яруса. Глубина залегания рудного пласта от выходов на поверхность по краям мульд и прогибов 70—100 м, в центральных частях до 140—180 м (Арбузов и др., 1967). Мощность рудных пластов в центральных частях месторождения достигает 25—40 м, а в краевых снижается до 0,5 м (рис. 28).

Главными типами руд являются «табачные» и «коричневые». Первые преобладают в окислительно-восстановительной зоне, вторые образовались за счет первых в окислительной зоне. Напорные воды понтического водоносного

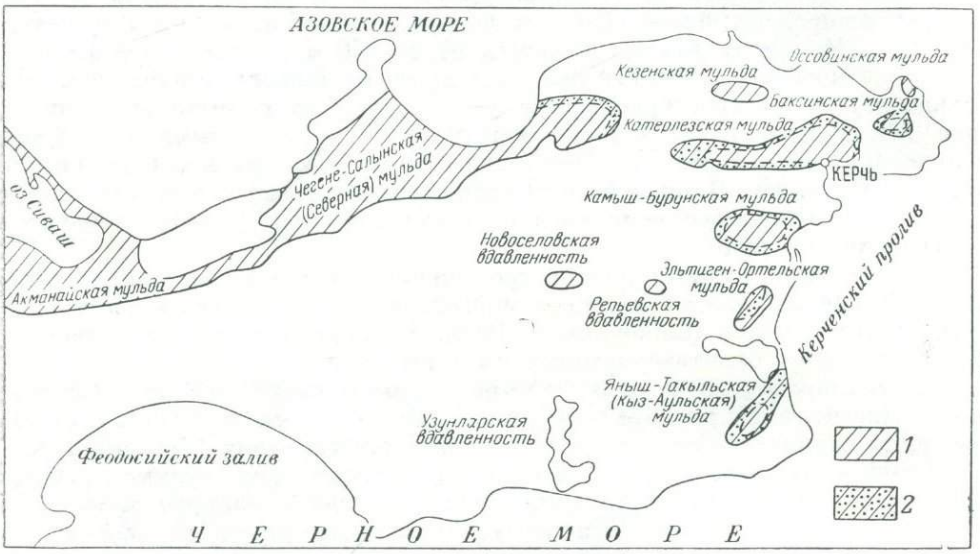


Рис. 27. Схема расположения рудоносных брахисинклиналей и компенсационных прогибов Керченского полуострова. По *Ю. Юрку, Ю. Лебедеву и О. Кириченко.*
1 — площади распространения табачных руд; *2* — площади распространения коричневых руд

горизонта проникают по трещинам, пустотам и капиллярам в рудный пласт и консервируют табачные руды. Указанный водоносный горизонт приурочен обычно к центральным участкам мульд и прогибов, что и определяет наличие в них табачных руд; по периферии мульд и прогибов кольцеобразно залегают коричневые руды, формирующиеся в верхней части рудного пласта.

Второстепенными, малораспространенными рудами являются манганосидерит-родохрозитовые конкреционные руды и марганцево-железистые «икряные» руды, отличающиеся от коричневых руд повышенным содержанием марганца.

Главными минералами табачных руд (Юрк и др., 1960) являются гидроферрихлорит, ферримонтмориллонит и гидрогётит (охристая и плотная разности), а также карбонаты манганосидерит-родохрозитового ряда. В обломках оолитов часто встречаются кварц и полевой шпат. Менее широко развиты фосфаты (вивианит и керченит), гидроокислы марганца (псиломелан, вернадит, пиролюзит) и пирит. Редкой находкой является реальгар.

Главными минералами коричневых руд являются гидрогётит и ферри-
 монтмориллонит. В меньшей мере встречаются псиломелан, пиролюзит, гипс,

арагонит, кальцит, керченит, пирит, кварц, полевой шпат и глауконит. Главные текстуры руд — оолитовая, пизолитовая.

В настоящее время эксплуатируются только коричневые руды, так как вопросы экономически целесообразного обогащения табачных руд не разработаны.

В коричневых рудах содержится (в вес. %): Fe 37,7; MnO 3; SiO_2 18; Al_2O_3 5; MgO 1; CaO 1,75; V_2O_5 1,19; P 1; S 0,07; As 0,13.

Запасы железных руд главнейших месторождений Керченского полуострова по категориям $A + B + C_1$ 1,7 млрд. т, в том числе 570 млн. т коричневых руд. Месторождение Камыш-Бурунское и Эльтиген-Ортельское разрабатываются карьерами.

АЯТСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН

Этот бассейн расположен в 20 км к северу от ж.-д. ст. Тобол Кустанайской области Казахской ССР (рис. 29).

В основании геологического разреза бассейна залегают эффузивно-осадочные породы палеозоя, представленные основными и кислыми эффузивами и их туфами, габбро, диоритами, гранитами, змеевиками, яшмами, кварцитами, известняками, песчаниками и глинистыми сланцами. Эти породы сверху покрыты мощной древней корой выветривания. В депрессиях палеозойского фундамента залегают континентальные нижнемеловые осадки озерно-болотного типа — глины, пески и песчаники с промышленными залежами боксита и огнеупорных глин. Выше расположены меловые и третичные морские отложения, представленные базальными конгломератами, сидеритовыми песчаниками, кварцевыми и кварц-глауконитовыми песками, глинами и суглинками с фосфоритами и морской фауной (пелециподы, цефалоподы, зубы акул).

Рудный пласт, представленный оолитовыми лептохлорит-сидеритовыми рудами, хорошо выдержан по простиранию и по мощности, залегает плоско или слабоволнисто с общим незначительным уклоном на восток и северо-восток.

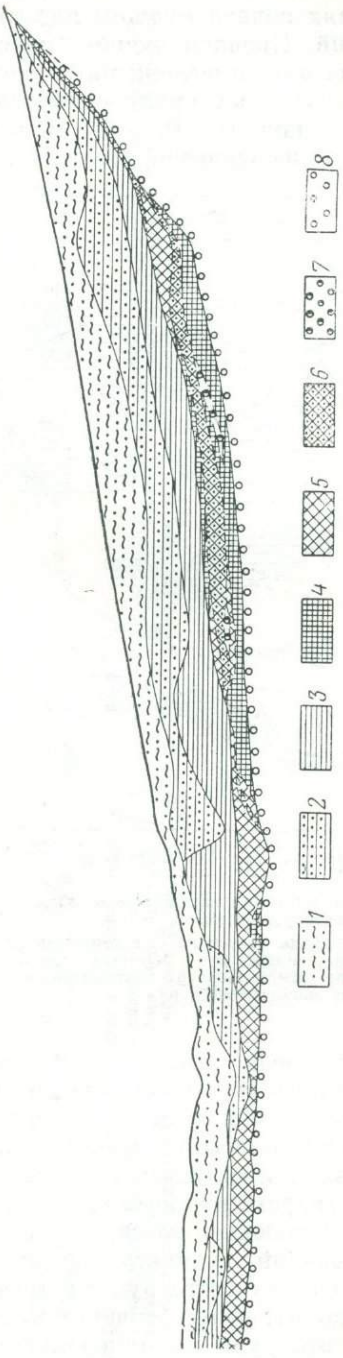


Рис. 28. Поперечный геологический разрез Камыш-Бурунской мульды. По *Ю. Юрку, Ю. Лебедеву и О. Кириченко.*
1 — известковые суглинки; *2* — глины песчанистые; *3* — глины; *4* — «табачные» руды; *5* — «коричневые» руды; *6* — «икряные» руды; *7* — глины песчанистые, пески глинистые с обилием створок раковин; *8* — ракушечники глинистые, в кровле сидеритизированные

Рудный пласт обычно залегает на кварц-глауконитовых песках, реже глинах сеномана с четкой границей, иногда со слабовыраженным размывом. В редких случаях почвой рудного пласта являются палеозойские породы и их древний элювий. Кровлей рудного пласта обычно служат лигнитовые глины нижнего сенона или вышележащие породы. Нижняя часть пласта состоит из слабосцементированных крупнооолитовых руд (1—4 мм), средняя часть — из прослоев глин мощностью 0,1—0,4 м, с обугленными растительными остатками и конкрециями сидеритов, верхняя часть сложена мелкооолитовыми сцементированными рудами. Рудный пласт прослеживается на десятки километров, мощность его колеблется от 2 до 9 м (рис. 30). Площадь распространения рудного пласта около 2500 км².

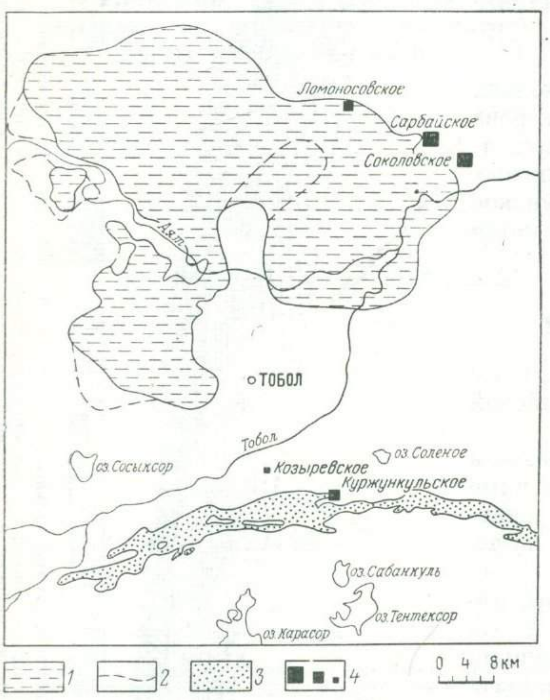


Рис. 29. Обзорная карта района Аятского и Лисаковского месторождений.

1 — площадь Аятского месторождения; *2* — границы переотложенных руд Аятского месторождения; *3* — площадь Лисаковского месторождения; *4* — месторождения магнетитовых руд

Руды делятся на оолитовые и конкреционно-сидеритовые. Преобладают первые, конкреционно-сидеритовые руды наблюдаются только в виде прослоев в оолитовой руде и самостоятельного значения не имеют.

Среди руд различают первичные лептохлорит-сидеритовые, окисленные гидрогётитовые и переотложенные гидрогётитовые руды.

Первичные лептохлорит-сидеритовые руды имеют плотное или зернистое строение, редко образуют оолитовые стяжения. Основными рудообразующими минералами в них являются лептохлорит и сидерит, цементирующие песчаники кварца и выделения глауконита. Количество хлорита и сидерита в составе цемента варьирует в широких пределах, причем они как бы замещают друг друга. В зависимости от количественного соотношения главных минералов среди этих руд различают глауконитовые, глауконит-сидеритовые, глауконит-лептохлорит-сидеритовые, лептохлорит-сидеритовые и сидеритовые разновидности (Оолитовые бурые железняки..., 1956).

Окисленные гидрогётитовые и переотложенные гидрогётитовые руды отличаются оолитовым строением. Главным рудным минералом этих руд является гидрогётит, которым сложены оолиты и их обломки, а также частично цементирующая масса, представленная главным образом чрезвычайно тонкообломочной глинисто-алевритовой массой рыхлого сложения. В меньших количествах в этих рудах встречается лептохлорит, в небольших количествах — глауконит, кварц, сидерит и пирит. В зависимости от содержания лептохлорита эти руды по минеральному составу подразделяются на гидрогётитовые, гидрогётит-лептохлоритовые и лептохлоритовые.

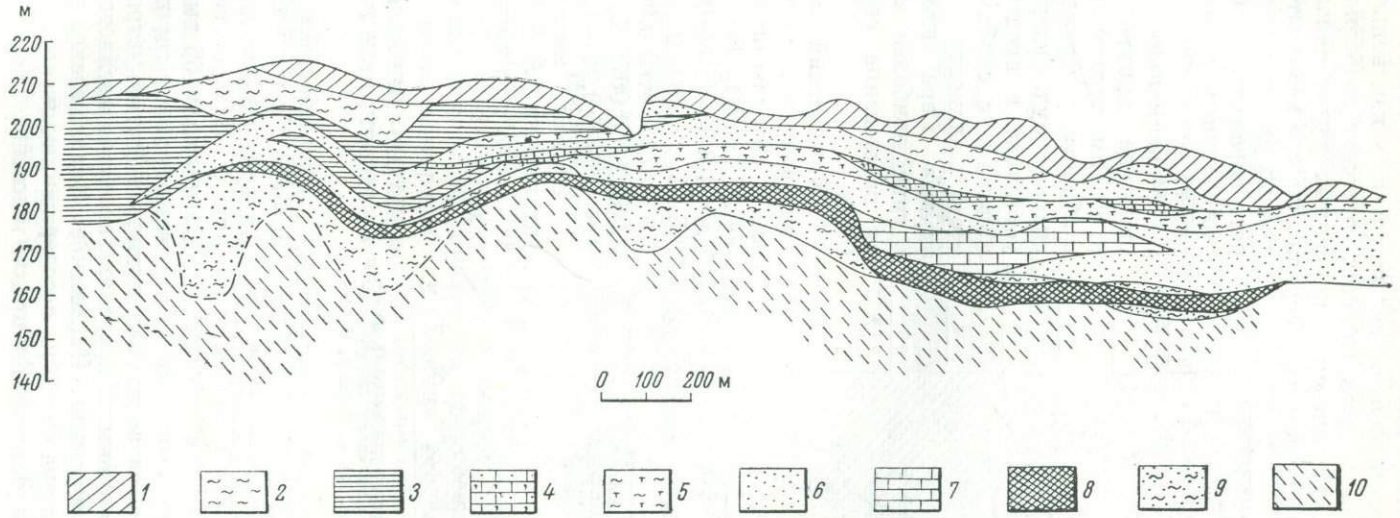


Рис. 30. Геологический разрез Аятского месторождения. По *А. Жилякову, Д. Топоркову и М. Узбекову.*

1 — лёссовидные суглинки (Q); *2* — глины и пески кварцевые (N); *3* — глины сланцеватые (Pg_3); *4* — песчаники кварц-глауконитовые (Pg_{1-2}); *5* — опоковая глина (Pg_{1-2}); *6* — пески и мергелистые глины (P_{1-2}); *7* — известняки (Cr_2m); *8* — оолитовые гидрогётитовые и гидрогётит-сидерит-лептохлоритовые руды (Cr_2t—st); *9* — пески подрудные (Cr_2cm); *10* — кора выветривания палеозойских пород

Содержание кремнезема и железа в рудах связано обратной зависимостью, содержание остальных компонентов не меняется с изменением содержания железа. Окисленные руды во всех случаях содержат свободного кремнезема больше, чем первичные. Кремнезем в первичных рудах связан с хлоритом и минералами глин, в свободном виде содержание его незначительно. В окисленных рудах содержание свободного кремнезема повышается за счет снижения количества хлоритов.

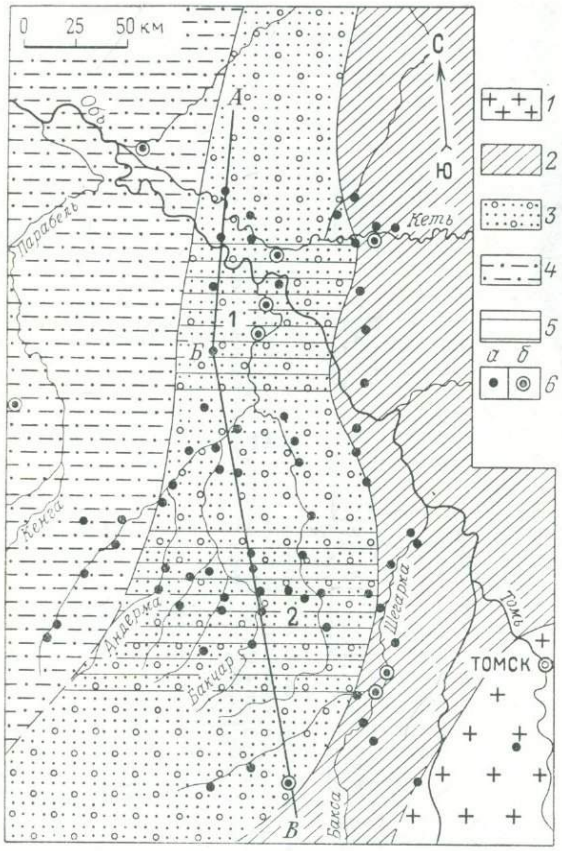


Рис. 31. Палеогеографическая схема верхнемеловых железоносных отложений юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна. По А. Бабину, И. Зальцману.

1 — выступ палеозойского фундамента; *2* — континентальные отложения; *3* — прибрежно-морские железоносные отложения с горизонтами оолитовых руд; *4* — прибрежно-морские и мелководные железоносные отложения; *5* — площади, перспективные для поисков новых месторождений; *6* — скважины: *а* — колонковые, *б* — роторные опорные. Рудные поля: 1 — Южно-Колпашевское, 2 — Бакчарское

Максимальные содержания марганца приурочены к периферическим частям месторождения, к области распространения сидеритовых руд. Содержание фосфора устойчиво в пределах 0,3—0,5% и связано с сорбцией соединений этого элемента гидроокислами железа. Сера входит в пирит и гипс; наиболее часто отмечается содержание серы от 0,1 до 0,7%.

Химический состав руд характеризуется следующими средними содержаниями (в вес. %): Fe 37,1; SiO_2 16; Al_2O_3 7,3—8,6; CaO 1,6—1,8; MgO 0,8—1; MnO_2 0,5—5; TiO_2 0,1—0,42; V_2O_5 0,05—0,13; NiO 0,004—0,01; Cr_2O_3 0,052; Co 0,007; Zn 0,03; Cu 0,01; As 0,005; S 0,35—0,36; P 0,37—0,4.

Запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ равны 1,7 млрд. т и по категории C_2 — 5 млрд. т.

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН

Этот бассейн прослежен от истоков рек Бакчар, Парбиг, Андерма на юге до верхнего течения р. Вах на севере (рис. 31). На площади 66 тыс. км² скважинами вскрыт горизонт осадочных железных руд мелового возраста под мощными (сотни метров) более молодыми осадочными отложениями. В пределах бассейна выделяется четыре основных месторождения: Бакчарское, Нарымское, Колпашевское и Южно-Колпашевское. Общие запасы руд бассейна с содержанием железа более 30% оцениваются в 400 млрд. т (Западно-Сибирский бассейн, 1964).

Бакчарское месторождение

Бакчарское месторождение, расположенное в 200 км к северо-западу от г. Томска, является относительно лучшим из месторождений Западно-Сибирского железорудного бассейна.

Рудоносные морские отложения имеют возраст от коньяка до турона и состоят из кварц-хлорит-глауконитовых песчаников, песков и алевролитов с прослоями гравелитов (Николаева, 1967). Среди них выявлены четыре продуктивных горизонта оолитовых лептохлорит-гидрогётитовых руд (рис. 32). Лучший из них бакчарский горизонт распространен на площади около 700 км², имеет среднюю мощность 26 м и среднее содержание железа 37,4% при средней

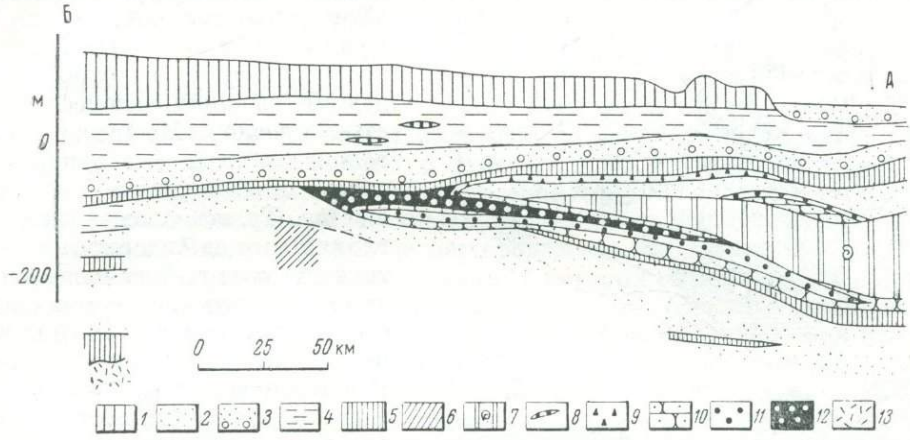


Рис. 32. Геологический разрез юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна (см. рис. 31). По *А. Бабину, И. Зальцману.*

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

мощности перекрывающих пород 190 м (с колебаниями от 155 до 275 м). Содержание фосфора в рудах 0,38—0,69%, среднее содержание ванадия 0,13%.

Геологические запасы месторождения оцениваются в 28 млрд. т. Горнотехнические условия месторождения сложные, так как выше рудных залежей вскрыто пять водоносных горизонтов, частично напорных, связанных с меловыми, олигоценовыми и четвертичными отложениями.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ГРУППЫ

Аккермановское месторождение

Аккермановское месторождение входит в Орско-Халиловскую группу месторождений природно-легированных железных руд, расположено в 20 км к западу от г. Орска. Месторождение приурочено к юго-западной краевой части Таналык-Баймакской мезозойской депрессии. Основание депрессии составляют палеозойские и более древние складчатые комплексы Урала с прорывающими их основными и ультраосновными интрузивами. Сама депрессия выполнена мезо-кайнозойскими континентальными и морскими отложениями.

Палеозойские породы в районе Аккермановского месторождения представлены турнейскими кремнистыми сланцами и сильно закарстованными визейскими известняками. В 5—10 км к юго-западу от месторождения они прорваны габбро-перидотитовым интрузивом, перидотиты которого сильно серпентинизированы. На палеозойских породах, включая серпентиниты, развита триас-юрская кора выветривания.

На известняках и кремнистых сланцах с резким несогласием лежат юрские континентальные отложения депрессии, состоящие из щебенистого делювия, песков, глин и галечников и включающие два рудных горизонта — нижний сидеритовый и верхний — гётит-гидрогётитовый (рис. 33). Рудные тела нижнего горизонта пластообразные; в рудах наблюдаются выклинивающиеся глинистые прослои. Мощность рудной толщи около 35 м в центральной части, к периферии она уменьшается. Толща сложена сидерит-глинистыми и сидерит-гидрогётитовыми оолито-брекчиевыми рудами, сидерит которых в разной степени окислен. Отложения верхнего рудного горизонта заполняют карстовые впадины в известняках, в связи с чем мощность рудных тел резко изменчива и колеблется от 1 до 50 м, в среднем 14 м. Верхний горизонт частично лежит на слабо закарстованных известняках и глинах, имея правильную пластовую форму (Киселев, 1963). Очевидно, верхний горизонт сформировался после того, как район месторождения испытал существенное поднятие, вызвавшее усиление карстообразования.

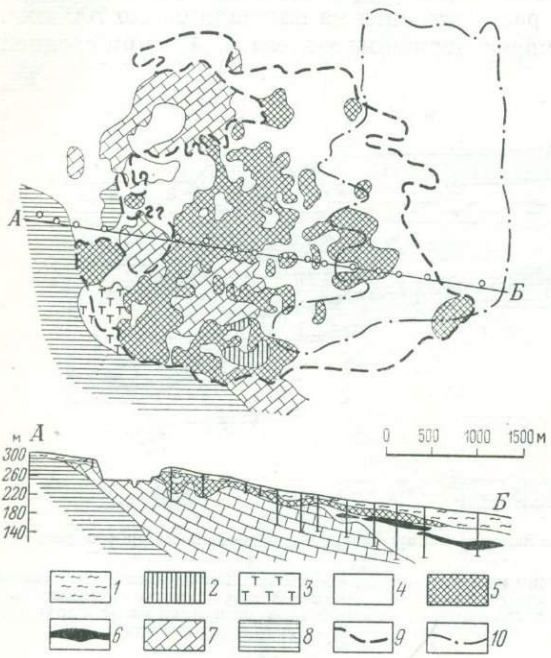


Рис. 33. Схематическая геологическая карта и разрез Аккермановского месторождения. По *Г. Киселеву* (из книги «Кора выветривания, вып. 5)

1 — суглинки бурые и серые; *2* — щебенчато-галечные переотложенные железные руды; *3* — глины желтовато-серые песчаные, нередко с гипсом; *4* — глины пестроцветные, ожелезненные пески, галечники; *5* — бурожелезняковые руды (верхний горизонт); *6* — сидерито-глинистые руды (нижний горизонт); *7* — визейские известняки; *8* — кремнистые сланцы; *9* — контур бурожелезняковых руд (верхний горизонт); *10* — контур сидеритовых руд (нижний горизонт)

В верхнем горизонте различают четыре типа руд: 1) преобладающие охристо-глинистые из тонкой смеси глинистого вещества, железистых хлоритов, гидрогётита и гидрогематита; 2) кусково-щебенистые руды, в которых основная охристо-глинистая масса содержит различной величины обломки, конкреции и жеоды афанитового гидрогётита и гидрогематита, также бобово-оолитовые образования тех же минералов. Такие руды слагают маломощные линзы в рудах первого типа; 3) конгломерат-оолитовые руды того же состава, что и руды второго типа; 4) галечные, возникшие в результате местного размыва руд предыдущих типов.

В аккермановских рудах кроме гидроокислов железа и сидерита отмечены железистые хлориты, в подчиненном развитии магнетит и маггемит, большая группа марганцевых минералов (асболан, рансьеит, вернадит, манганит и др.),

кварц, халцедон, опал, карбонаты — кальцит, арагонит, доломит, магнезит, гипс и барит, пирит, мусковит, гидрослюды, эпидот, циркон, рутил, различные глинистые минералы, нонтронит, минералы, содержащие легирующие элементы — ревдинскит, никелевый нонтронит, хромшпинелиды, волконскоит, хромовый аллофан, эритрин (Халиловские месторождения комплексных железных руд, 1942).

Средние содержания в рудах нижнего горизонта (в вес. %): Fe 27,1; Ni 0,29; Cr 1,43. Среднее содержание железа в гидрогематит-гидрогётитовых рудах верхнего горизонта 32,0%, выделены руды I сорта с содержанием железа более 35%, никеля около 0,4%, хрома более 1%.

Запасы руд по категориям $A + B + C_1$ 163 млн. т, по категории C_2 120 млн. т. Месторождение разрабатывается карьером.

Березовское месторождение

Березовское месторождение расположено в Восточном Забайкалье, в 12 км от села Нерчинский Завод, близ р. Аргуни. Оно приурочено к западному борту Аргунской впадины, основание которой сложено кембро-силурийскими породами — филлитовидными и кварц-серицитовыми сланцами, доломитами и известняками. Впадина в районе месторождения выполнена верхнеюрскими континентальными озерными отложениями, в которых сменяются (снизу вверх): 1) базальные делювиально-аллювиальные глинистые брекчии (мощность до 100 м); 2) железорудная толща конглобрекчий и брекчий, слабо или не сортированных по размерам обломков, фации осыпей и обвалов, состоящих из обломков главным образом известняков и доломитов (сидеритизированных, в зоне окисления превращенных в бурые железняки), в меньшей мере сланцев, мощность до 340 м; 3) алевролитовая толща (мощность до 500 м) из чередующихся тонких слойков алевролита, аргиллита и песчаников; 4) песчаники и конгломераты (мощность до 300 м) с маломощными пластами бурых углей; 5) пирокласты липаритов и липарито-дацитов; 6) покровы, дайки и силлы андезитов и базальтов.

В районе месторождения западный борт Аргунской впадины падает на восток под углами 25—50°; в направлении к оси впадины и вверх по разрезу углы падения уменьшаются до 5°. Западный борт осложнен разломами, по-видимому, синхронными с осадконакоплением, около которых мощности и фации отложений изменяются.

Руды месторождения представлены интенсивно сидеритизированными (в зоне окисления обохренными) конглобрекчиями и брекчиями железорудной толщи, обособляющимися в виде пласто- и линзообразных рудных тел. Известно шесть рудных тел — Главное и Обособленное в южной половине, Первое, Второе, Центральное и Северное — в северной. Размеры рудных тел колеблются по протяжению от 3,5 км до 370 м, по ширине от 1000 до 100 м, по мощности от 230 до 20 м. Месторождения частично ограничены сбросами.

Первичные сидеритовые руды месторождения составляют около половины всех запасов; они залегают на глубине 50—140 м от поверхности. Около 85% сидеритовых руд образовано по конглобрекчиям, менее 15% — за счет палеозойских известняков борта впадины. Степень сидеритизации конглобрекчий зависит от относительного количества в них мелко- и тонкообломочного материала — чем больше такого материала, тем интенсивнее проявляется сидеритизация. Обломки сланцев и участки окремнения в обломках известняков слабо замещены сидеритом. Границы между бедными и богатыми рудами

расплывчаты. Наиболее богатые сидеритовые руды развиты преимущественно близ контактов рудоносной толщи с алевролитовой.

Окисленные руды сложены бурыми железняками — плотными, пористыми, ноздреватыми, с включениями незамещенных при сидеритизации частей обломков. Кроме плотных бурожелезняковых руд местами, особенно на Центральном и Северном рудных телах, развиты рыхлые руды, состоящие из щебенки и мелких глыб окисленных руд, связанных рыхлым охристо-глинистым материалом. Граница между сидеритовыми и окисленными рудами определяется уровнем грунтовых вод. Выделено два промышленных сорта сидеритовых руд: I — с содержанием железа более 30% и II — с содержанием железа от 20 до 30%. Более бедные руды отнесены к забалансовым.

Среднее содержание серы в сидеритовых рудах 0,55—0,94%, фосфора 0,05—0,09%. Для окисленных руд установлено также два сорта: I — с содержанием железа более 45%, II — с содержанием железа от 30 до 45%. Среднее содержание серы 0,01—0,06%, фосфора 0,09—0,12%.

Запасы месторождения бурых железняков и сидеритов составляют по категориям $A + B + C_1 + C_2$ 50 млн. т, в том числе бурых железняков со средним содержанием железа 44,6% 200 млн. т, сидеритовых руд со средним содержанием железа 35,7% 235 млн. т, 9 млн. т приходится на полуокисленные руды.

Лисаковское месторождение

Лисаковское месторождение находится в 110 км к юго-востоку от г. Кустаная Казахской ССР.

Оолитовые железные руды Лисаковского месторождения приурочены к среднеолигоценовой речной долине, протягивающейся с запада на восток на расстояние более 100 км, при ширине от 2 — 3 до 7—8 км (см. рис. 29).

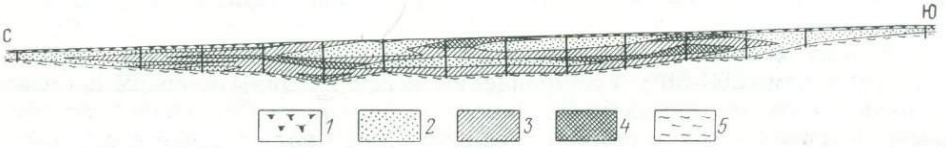


Рис. 34. Поперечный геологический разрез Лисаковского месторождения оолитовых бурожелезняковых руд. По *И. Стриженко*.

1 — четвертичные суглинки и супеси; *2* — кварцевые пески с оолитами гидрогётита; *3* — оолитовая гидрогётитовая руда с содержанием железа 20—30%; *4* — оолитовая гидрогётитовая руда с содержанием железа более 30%; *5* — глины чеганской свиты

Рудоносные отложения залегают на размытой поверхности морских глин чеганской свиты нижнего олигоцена — верхнего эоцена и с размывом перекрываются континентальными песчаными и глинистыми отложениями верхов среднего и верхнего олигоцена (рис. 34).

Оолитовые железные руды расположены в гравийно-галечных и песчаных отложениях кутанбулакской свиты среднего олигоцена. Вмещающие породы и оолитовые руды местами сцементированы гидроокислами железа, сидеритом, железистыми хлоритами и кальцитом. Рудоносная толща в нижних и средних горизонтах содержит растительные остатки в виде обломков деревьев, веток, скоплений растительной мелочи, которые местами обуглены и обохрены.

Оолитовые железные руды в западной части месторождения выходят на дневную поверхность, а в восточной части с размывом перекрываются песками, алевритами и глинами чиликтинской свиты верхов среднего олигоцена. Мощность рудоносной толщи 25—35 м.

Оолитовые руды, выполняющие речные русла, образуют многочисленные линзовидные и пластообразные залежи длиной в десятки километров при ширине от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Иногда несколько полос сливаются в общую полосу шириной до 1—2 км (Оолитовые железные руды Лисаковского месторождения..., 1962). Рудные тела, сформировавшиеся в озерно-болотных водоемах и старицах, оконтуривались в виде отдельных залежей, имеющих овальную, линзовидную, реже неправильную округлую форму; в рудах наблюдается косая слоистость.

Оолитовые руды подразделяются на гидрогётитовые и гидрогётит-сидерит-лептохлоритовые. Среди гидрогётитовых руд выделяют несколько разновидностей: оолитовые пески, оолитовые песчаники и галечно-гравийные отложения с гидрогётитовыми оолитами. Эти руды встречаются в отложениях речных русел и отчасти в озерных водоемах.

Гидрогётит-сидерит-лептохлоритовые оолитовые руды обнаружены в озерно-болотных отложениях и отложениях стариц и отчасти в средних горизонтах русловых залежей под покровом глинистых пород, предохранивших их от окисления. Гидрогётитовые оолиты сцементированы лептохлоритовой и сидеритовой основной массой.

Размеры оолитов колеблются в пределах 0,05—0,6 мм, наиболее распространены оолиты диаметром 0,3—0,6 мм.

Содержание железа в рудах от 34 до 42,6% (к балансовым относят руды с содержанием железа более 30%), фосфора 0,45—0,55%, серы 0,02—0,05%. Наличие фосфора связано с примесью его в гидроокислах железа в виде стильпносидерита, наличие серы — с присутствием в рудах гипса.

Запасы руд по категориям $A + B + C_1$ равны 1,7 млрд. т со средним содержанием железа 35,2%.

Месторождение Талды-Эспе

Это месторождение является наиболее крупным из Приаральской группы речных осадочных железорудных месторождений. Оно расположено вблизи залива Перовского, в 45 км к юго-западу от ж.-д. ст. Саксаульская Кзыл-Ордынской области Казахской ССР.

Подобно Лисаковскому месторождению, рудные залежи месторождения Талды-Эспе представлены оолитовыми бурожелезняковыми рудами, залегающими в песках и песчаниках кутанбулакской свиты среднего олигоцена. Рудоносные породы подстилаются песчанистыми алевритами, алевритистыми песками и глинами чеганской свиты, а перекрываются глинистыми алевритами и алевритистыми глинами чиликтинской свиты. В рудовмещающих породах кутанбулакской свиты наблюдаются фациальные переходы и выклинивания пород по простиранию, найдена пресноводная фауна и флора.

Рудная руслообразная залежь прослежена по простиранию на 22 км при наибольшей ширине 3 км (рис. 35). Мощность рудной залежи 2,8—3,5 м. Залежь имеет небольшой первичный уклон в южном направлении, и подошва залежи по направлению к югу постепенно срезает горизонтальные слои более древних отложений. В поперечном разрезе залежь имеет врезанную в подсти-

лающие породы корытообразную нижнюю поверхность (рис. 36). В рудах обнаружены многочисленные следы перемыва рудного материала. Среди них встречаются мелкогалечниковые, конгломератовые, бобовооолитовые и оолитовые разности.

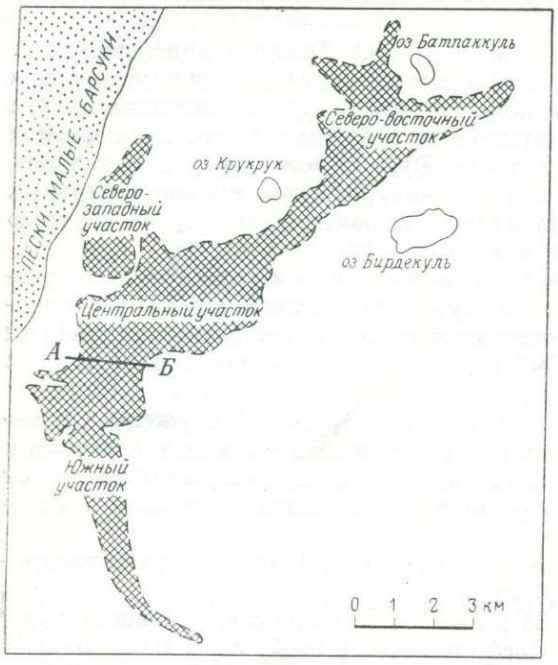


Рис. 35. Схема расположения участков месторождения Талды-Эспе. По *Л. Формозовой*.
Заштрихованы площади распространения руды

По минеральному составу различаются гидрогётитовые и хлоритовые разности. Хлоритовые руды залегают в глубоких обводненных частях залежи. В зоне окисления хлоритовые руды сменяются гидрогётитовыми. В разрезе рудной залежи встречаются также прослои плотного сидеритового песчаника. Они наблюдаются в пределах зоны окисления, причем близ контакта песчаника с рудой цемент его гидрогётитовый, а внутри прослоя — сидеритовый. Иногда сидеритовый цемент сохраняется лишь отдельными линзами внутри гидрогётитового песчаника.

В зоне выклинивания железорудной залежи на юго-западе Центрального участка отмечается полоса руд, обогащенных окислами марганца. Слоистость руд приближается к горизонтальной, часто наблюдается косая наслоенность. Грубообломочный состав руд и косая слоистость бесспорно доказывают, что их отложение шло в руслах рек.

Первичными минералами оолитовых руд являются хлорит и гидрогётит. Среди обломков в центрах оолитов встречен кварц, полевой шпат, магнетит

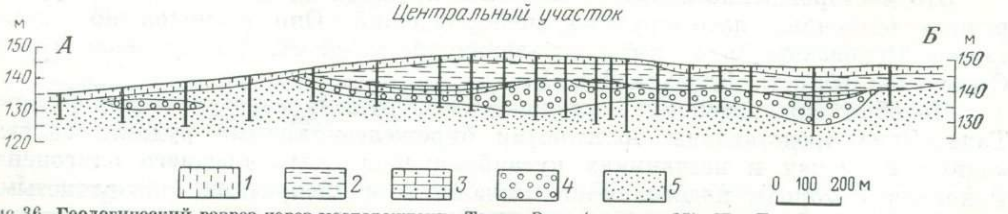


Рис 36. Геологический разрез через месторождение Талды-Эспе (см. рис. 35). По *Л. Формозовой*
1 — суглинки; *2* — надрудные алевритовые глины; *3* — железистые песчаники и пески с оолитами бурого железняка; *4* — оолитовые бурожелезняковые руды; *5* — подрудные алевриты

и ильменит. В цементе оолитов участвуют диагенетические сидерит, анкерит, пирит и марказит. В процессе эпигенеза образовались вторичные выделения гидрогётита по сидериту и анкериту, кальцит в цементе сыпучих руд и гипс в верхних частях обнаженных рудных залежей.

Особыми диагенетическими образованиями являются прослои и линзы массивных неоолитовых сидеритов и анкеритов. Они возникли (Формозова,

1959) за счет изменения алевритовых или слабопесчанистых глин вдоль контактов оолитовых руд и глины, в результате диффузии в последнюю бикарбонатных растворов и последующего образования карбонатов при диагенезе.

Содержание в оолитовых рудах (в вес. %): Fe от 26,4 до 36,4 (среднее по месторождению 35,3); SiO_2 21,2—32; P 0,21—0,84 (в среднем 0,5); S 0,37—0,43; MnO 0,3—1,4 (в среднем 0,8).

Запасы руд по категориям $A + B + C_1$ составляют 100 млн. т.

Алапаевские месторождения

Алапаевская группа месторождений расположена вблизи г. Алапаевска Свердловской области.

В геологическом строении района принимают участие породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Палеозойские отложения

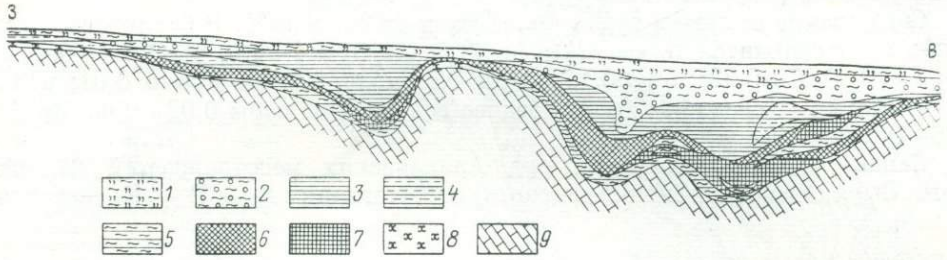


Рис. 37. Геологический разрез Алапаевского месторождения, участок Сухой Лог. По *В. Груздеву*.
1 — суглинки; *2* — бирюзовые отложения; *3* — белики; *4* — белики ожелезненные, бурые; *5* — белики зеленые, стриговитовые; *6* — богатые руды; *7* — бедные руды; *8* — кора выветривания палеозойских пород, глины лежачего бока; *9* — известняки

представлены вулканогенными и осадочными терригенными и карбонатными породами девона и карбона. Мезозойские отложения, покрывающие размытую поверхность палеозоя, состоят из продуктов древней коры выветривания палеозойских пород, рудной толщи и пород пестроцветной (бирюзовой) толщи. В основании пород мезозойского комплекса, расположенных на закарстованных известняках, залегает рудоносная толща, состоящая из разноокрашенных неслоистых глин лежачего бока, считающихся остаточной корой выветривания известняков, рудного горизонта и аллювиально-пролювиальных отложений так называемой беликовой толщи (рис. 37).

Беликовая толща развита только на известняках нижнекаменноугольного возраста и представлена конгломератовидными, песчанистыми и глинистыми породами, содержащими неравномерно распределенные гальки и обломки окремненного известняка, яшмы, кварца и кремнистых сланцев. На толще беликов трансгрессивно залегает пестроцветная (бирюзовая) толща, сложенная глинами, песками, галечниками и гравелитами, переслаивающимися между собой. Суммарная максимальная мощность мезозойских отложений 180—250 м. На мезозойских породах трансгрессивно лежат кайнозойские отложения, представленные песками и опоками, которые выше покрываются четвертичными суглинками и аллювиальными отложениями.

Большинство месторождений, в том числе и наиболее крупные, приурочены к закарстованным площадям известняков карбона.

Рудные залежи Алапаевских месторождений имеют пластообразную форму. Граница зоны оруденения устанавливается по минимальному содержанию железа (20%). Мощность рудных тел, включая участки некондиционных руд

и пустых пород, колеблется в широких пределах — от 0,5 до 70 м. Рудные залежи по простиранию прослеживаются до 5—10 км, вкрест простирания — до 0,5—1 км.

На Алапаевских месторождениях выделяются два типа руд: гидрогётитовые, слагающие верхние горизонты рудных залежей, выше уровня грунтовых вод, и стриговит-гидрогётитовые, расположенные ниже уровня грунтовых вод, где спорадически встречаются и сидериты (Кротов и др., 1936).

Руды представляют собой скопления преимущественно гидрогётитовых стяжений, корок, конкреций и неправильных обособлений, связанных глинистой, охристо-глинистой или охристо-лептохлорит-глинистой массой, с изменчивым относительным содержанием последней, вплоть до незначительного.

По содержанию железа в каждом из указанных типов выделяются три сорта руд: I — с содержанием железа более 36%, II — от 30 до 36% и III — от 20 до 30% (забалансовые руды).

Содержание железа в рудах колеблется от 20 до 58%. В балансовых рудах в среднем содержится (в вес. %): Fe 38,5; Al_2O_3 6,4—6,9; MgO 0,3—0,4; CaO 0,8; Cr_2O_3 0,07—0,22; MnO 0,15—0,36; Ni около 0,1; Co около 0,01; п. п. п. 8,1—10,8; As от следов до 0,27. Среднее содержание серы 0,02—0,05, фосфора 0,06—0,09%.

Запасы бурожелезняковых руд Алапаевских месторождений (Алапаевского, Зыряновского и Синячихинского) по категориям $A + B + C_1$ составляют 42 млн. т.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Яковлевское месторождение

Яковлевское месторождение — одно из наиболее крупных месторождений богатых железных руд бассейна Курской магнитной аномалии, расположенное в 35 км к северу от г. Белгорода, в Белгородском железорудном районе КМА, на ее юго-западной окраине. Подобно всем железорудным месторождениям КМА, Яковлевское месторождение локализовано в докембрийских комплексах фундамента Русской платформы. Поверхность фундамента лежит на глубине 490—550 м. Такой же мощностью обладают здесь каменноугольные и более молодые отложения чехла платформы. Кристаллический фундамент в районе месторождения сложен архейскими образованиями нижнего структурного яруса и протерозойскими — верхнего структурного яруса (Леоненко и др., 1969). В архейских образованиях участвуют орто- и парагнейсы, кварц-слюдистые кристаллические сланцы, амфиболиты (метабазиты); архейский возраст последним приписывается условно.

Протерозойский комплекс включает кварциты, филлиты и железистые кварциты курской серии, являющиеся аналогом криворожской серии. В курской серии выделены три свиты: 1) нижняя ($К_1$) первично песчано-сланцевая, метаморфизованная в аркозовые метапесчаники и черные филлитовидные серицит-биотитовые сланцы; 2) средняя ($К_2$) железорудная; 3) верхняя ($К_3$) сланцевая (рис. 38).

Отложения средней свиты смяты в глубокую, сжатую, опрокинутую на северо-восток синклинальную складку, поэтому эти отложения представлены в плане двумя параллельными полосами — Западной — собственно Яковлевской и восточной — Покровской.

Выделяемые в составе средней свиты семь горизонтов различаются тонко- или толстослоистостью, общей окраской пород (краснополосчатые, синеполосчатые, сероцолосчатые), сочетанием главных рудных минералов (мартит, железная слюдка, гидрогематит), нерудных минералов.

Разведанная часть Яковлевского месторождения лежит почти полностью в пределах глубокой зоны окисления, поэтому в железистых кварцитах здесь преобладают окисленные железорудные минералы и гипергенные нерудные — железистые хлориты, глинистые минералы и др.

Ось Яковлевской синклинали имеет северо-западное простирание 320°, крылья падают на северо-восток под углами 60—70°. Синклиналь замыкается

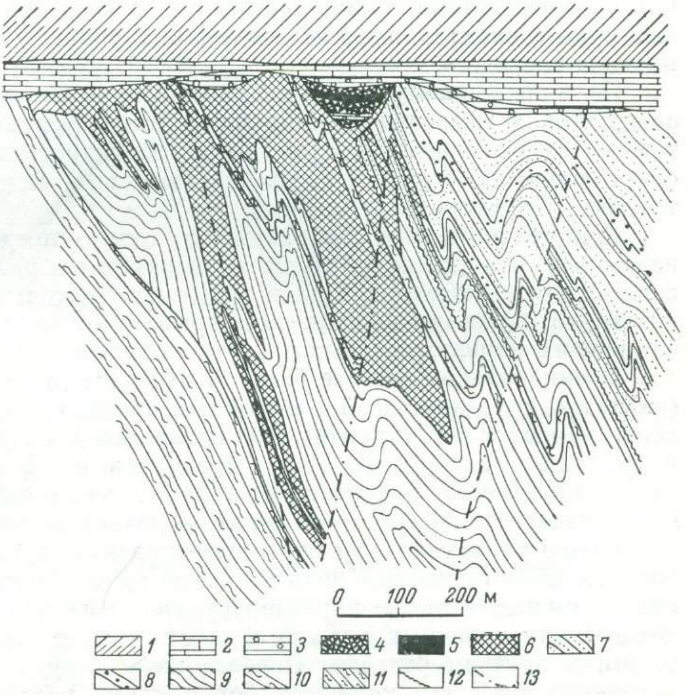


Рис. 38. Геологический разрез Яковлевского месторождения. По *С. Чайкину и В. Клекль* (1965 г.).

1 — мезо-кайнозойские отложения осадочного чехла; *2* — нижнекаменноугольные отложения; *3* — аллиты и ферриаллиты; *4* — рудная конгломерато-брекчия; *5* — железо-алюминиевые руды; *6* — богатые железные руды железнослюдково-мартитовые, мартит-железнослюдковые и частично гидрогематит-мартитовые и мартит-гидрогематитовые); *7* — верхняя сланцевая свита ($К_3$), преимущественно филлитовидные сланцы; *8* — верхняя сланцевая свита ($К_3$), конгломераты; *9* — железистые кварциты верхней и средней свиты; *10* — средняя (железорудная) свита ($К_2$), сланцы межрудные; *11* — нижняя сланцевая свита ($К_1$); *12* — поверхность размыва между средней и верхней свитами; *13* — разломы

на глубине не менее 2 км. Ее длина превышает 70 км, ширина на поверхности фундамента на севере от 0,8 до 2,0 км, на юге возрастает до 4,5 км; в пределах детально разведанного участка месторождения 1,2—1,6 км.

Синклиналь осложнена на крыльях дополнительной складчатостью. Широко развиты разрывные дислокации, выраженные зонами трещиноватости, дробления, брекчирования. Отчетливо фиксируются межслоевые подвижки. Широко развиты микросбросы с амплитудами от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Яковлевское месторождение включает Яковлевскую и Покровскую залежи богатых руд, расположенные в одноименных полосах железистых кварцитов. Яковлевская залежь прослежена на протяжении 50 км, но еще не до выклинивания, ее ширина в плане от 200 до 400 м. Форма залежи в поперечном сечении представляет собой сочетание плащеобразной части, лежащей на головах крутопоставленных железистых кварцитов, с клино- или пластооб-

7 Заказ 485

разными отростками, в целом согласными с слоистостью железистых кварцитов, распространяющимися на глубину. Мощность плащеобразной части залежи от 20 до 160 м, в среднем 30—60 м. Наибольшие мощности уходящих на глубину рудных тел варьируют от 40 до 160 м, глубина распространения (от докембрийской поверхности) 300—600 м и более, поскольку не все тела прослежены до выклинивания.

Плащеобразная часть рудной залежи относится к одноименному типу коры выветривания, тела, уходящие на глубину, — к линейному типу коры выветривания.

В Покровской залежи представлен в основном плащеобразный тип рудных тел. Рудные тела линейного типа проявлены слабо. Богатые руды рыхлые или слабосвязанные, тонкопористые. В приповерхностной части рудных залежей руды сцементированы позднейшими карбонатами и хлоритами и приобрели плотное сложение.

По минеральному составу выделено пять типов богатых руд: 1) железнослюдковые и железнослюдково-мартитовые («синьки»); 2) мартит-гидрогётитовые («синько-краски»); 3) гидрогематит-гидрогётитовые («краски»); 4) карбонатизированные (сидерит-железнослюдковые, сидерит-железнослюдково-мартитовые); 5) хлоритизированные.

Руды типов 1, 2 и 3 образуются за счет определенного типа железистых кварцитов, что устанавливается по переходным разностям. Типы 4 и 5 образованы из руд типов 1, 2, 3 в результате воздействия поздних гипергенных растворов, просачивавшихся из покрывающих пород чехла платформы и обусловивших цементацию рыхлых руд кальцитом и хлоритом.

В минеральном составе богатых руд участвуют: мартит, железная слюдка (реликтовая), дисперсный и землистый гематит, гидрогематит, гётит, гидрогётит, магнетит (реликтовый), глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит и др.), хлорит, кальцит, кварц (реликтовый). В плотных цементированных рудах, кроме того, присутствуют сидерит, железистый хлорит, в незначительных количествах гипергенный пирит, марказит, гипергенный магнетит, галенит.

Кроме указанных руд коры выветривания, в Яковлевском месторождении развиты переотложенные делювиальные руды, брекчиевые и конгломератовые, иногда имеющие также характер рудного песчаника. Они распространены на поверхности коренных руд или в некотором удалении от них, выполняя понижения в древнем рельефе. Переотложенные руды состоят из обломков (в поперечнике 1—3 см) коренных богатых руд различных типов, реже сланцев и кварца; цемент обломков глинисто-железистый, песчано-глинистый, неравномерно карбонатизированный и хлоритизированный.

Наиболее разведанная центральная часть Яковлевской рудной залежи характеризуется следующими средними содержаниями, в зависимости от типов руд (в вес. %): Fe 56—63 (среднее 60,5); P 0,14—0,31; S 0,05—0,11.

Разведанные запасы Яковлевского месторождения по категориям $B + C_1$ составляют 1,8 млрд. т, по категории C_2 8 млрд. т.

Михайловское месторождение

Михайловское месторождение Курской магнитной аномалии находится вблизи г. Железногорска Курской области, в 100 км северо-западнее г. Курска.

На площади месторождения вскрыты породы архейского и протерозойского возраста (рис. 39). Архейские породы (за пределами рис. 39) представлены гнейсами, плагиоклазовыми гранитами и их мигматитами, протерозойские образования — породами михайловской (условно) и курской серий.

Михайловская серия (мощность до 3 км) сложена в основном амфиболитами с подчиненными им кварцитами и метапесчаниками, тальк-карбонатными породами, метадиабазами и серпентинитами. Курская серия представлена нижней песчано-сланцевой свитой мощностью 500—1000 м, средней железорудной, сложенной железнослюдково-магнетитовыми, магнетитовыми и слаборудными кварцитами общей мощностью 500—600 м; верхней свитой, сложенной кварц-серицитовыми филлитовидными и углистыми сланцами с прослоями доломитов, общей мощностью около 700 м; курбакинской свитой, представленной метаморфизованными кварцевыми порфирами, их туфами, туффитами, песчаниками и седиментационными брекчиями общей мощностью 1000 м.

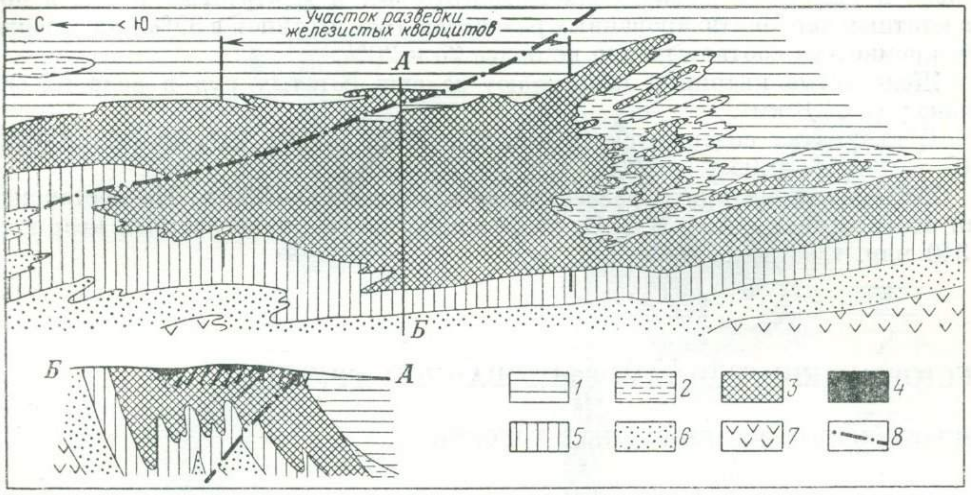


Рис. 39. Схематическая геологическая карта и разрез докембрия Михайловского месторождения. По *В. Полищуку*.

1 — метаморфизованные кварцевые порфиры, их туфы, туффиты, песчаники, брекчии курбакинской свиты; *2* — сланцы и алевролиты верхнего отдела курской серии ($К_3$); *3* — железистые кварциты среднего отдела курской серии ($К_2$); *4* — богатые железные руды; *5* — сланцы нижнего отдела курской серии ($К_1^2$); *6* — метапесчаники и кварциты с прослоями сланцев ($К_1^1$); *7* — амфиболиты, метабазиты, силикатные сланцы, прослои кварцитов михайловской серии; *8* — тектонические нарушения

Из магматических пород протерозойского возраста установлены плагиограниты и мигматиты (за пределами рис. 39), залегающие в виде пластообразной залежи на границе архея и протерозоя, и небольшое тело диабазовых порфиритов среди сланцев верхней свиты курской серии, у юго-восточной границы месторождения.

В структурном отношении Михайловское месторождение приурочено к крупному массиву железистых кварцитов на западном крыле Михайловской синклинальной структуры. Здесь пласты кварцитов собраны в серию сжатых складок с крутым (60—80°) восточным падением осевых плоскостей. С юго-востока на северо-запад в северной части массива проходит разрывное нарушение, по-видимому, сбросового типа.

Покрывающая осадочная толща чехла платформы сложена отложениями девонского, юрского, мелового, палеогенового и четвертичного возрастов, представленных глинами, известняками, песками и суглинками. Наименьшая мощность (35—40 м) осадочных пород наблюдается в центральной части

месторождения, над приподнятой частью кристаллического фундамента, наибольшая (100—114 м) — на его окраинах.

На площади месторождения установлены две плащеобразные залежи богатых железных руд — Веретенинская и Остаповская, площадью соответственно 8,6 и 1,7 км², средней мощностью 13 и 9,5 м и средней мощностью покровных отложений 90 и 109 м. Обе залежи отличаются извилистыми контурами и большим количеством безрудных окон и пережимов. Подошва их местами карманообразная.

В плотных богатых рудах содержится (в вес. %): Fe 45—46,4; S 0,7—0,9; P 0,06—0,08; в рыхлых богатых рудах Fe 52—58,5; S 0,24—0,32 и P 0,03—0,05. При подсчете запасов были учтены руды с минимальным содержанием железа в рыхлых железнослюдково-мартитовых и мартитовых рудах в 45% и в плотных карбонатизированных разностях этих же типов в 35% при содержании кремнезема соответственно не более 25 и 20%.

Железистые кварциты подстилают залежи богатых руд в виде массива площадью 14,8 км².

В кварцитах содержится (в вес. %): Fe 37,5—39; SiO_2 40—42; S 0,01—0,07 и P 0,01—0,06.

Железистые кварциты разведаны до глубины 280—330 м. На месторождении по категориям А + В + C_1 разведано 3,7 млрд. т железистых кварцитов и 340 млн. т богатых железных руд.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННОЙ ГРУППЫ

КРИВОРОЖСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАССЕЙН

Криворожский железорудный бассейн (Кривбасс) — второй в Советском Союзе после КМА по ресурсам руд и первый по добыче — расположен на правобережье Днепра вдоль нижнего течения р. Ингулец и ее притоков Саксагани и Желтой, вытянут в северо-северо-восточном направлении на протяжении около 100 км (рис. 40). Бассейн входит в состав Украинского кристаллического массива и является частью докембрийской геосинклинали. Архейский ее этаж сложен гнейсами, гранитами, мигматитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, распространенными к западу и востоку от Кривбасса. Вышележащий этаж образован протерозойской криворожской геосинклинальной серией, которую делят на три отдела: 1) нижний аркозово-кварцитовый и филлитовый, с горизонтом тальковых сланцев, 2) средний — собственно рудоносный, железисто-кварцитовый и сланцевый, 3) верхний — кварцито-песчанико-сланцевый с линзами мраморизованных известняков. Полный разрез среднего отдела включает девять горизонтов железистых кварцитов, перемежающихся с кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми и другими сланцами и микрокварцитами (Геология Криворожских железорудных месторождений, 1962).

Криворожская серия образует сложный синклинорий, состоящий из синклинальных и антиклинальных складок с падением крыльев под углами 45—80°, бóльшей частью с килевидным замыканием синклиналей (рис. 41). Шарниры синклиналей погружаются под углом до 40° на север. Обычно крылья складок в той или иной мере срезаны продольными сбросами или надвигами, крупнейшим из которых является Саксаганский надвиг (Белевцев, 1957).

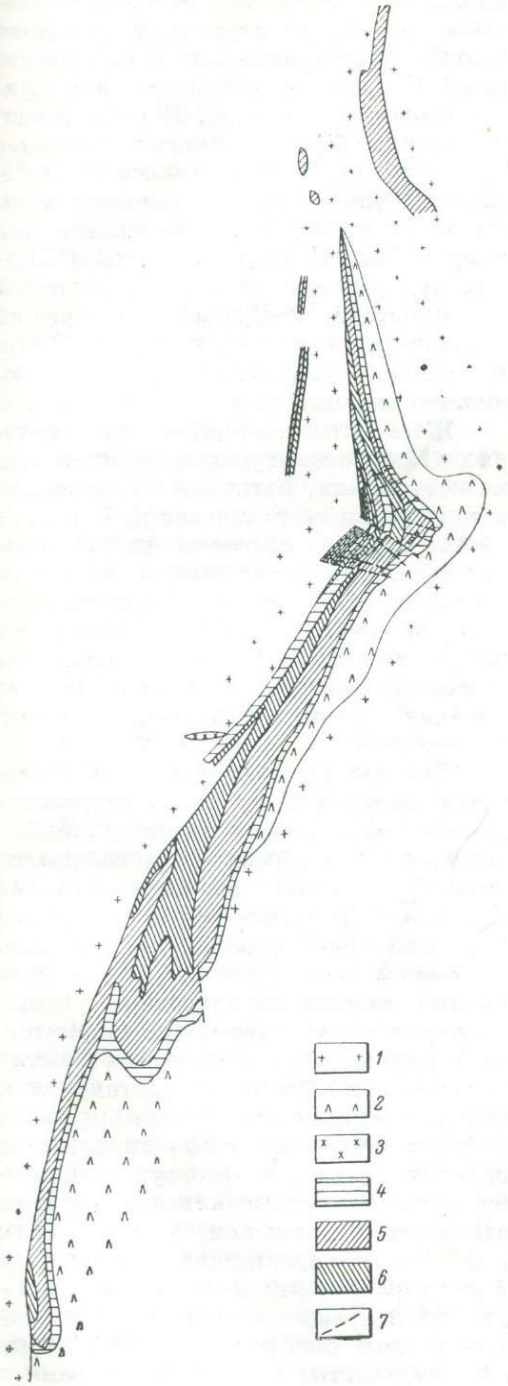


Рис. 40. Обзорная геолого-литологическая карта Криворожского железорудного бассейна.
1 — граниты, гнейсы и мигматиты; *2* — зеленокаменные породы; *3* — дайки диабазов; *4* — *6* — породы саксаганской серии: *4* — аркозы и филлиты нижней свиты, *5* — железистые породы (джеспилиты, роговики и сланцы) средней свиты, *6* — сланцы верхней свиты; *7* — тектонические нарушения

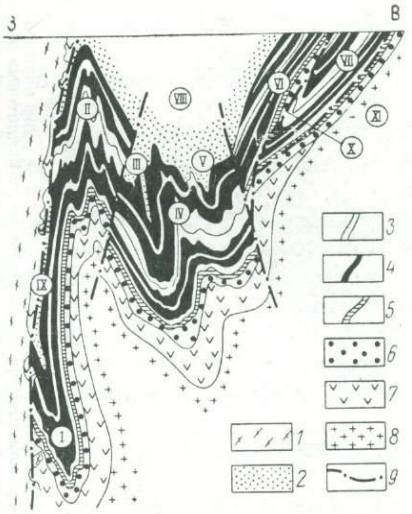


Рис. 41. Тектоническая схема Криворожского бассейна в районе г. Кривого Рога. По *Я. Белевцеву*

1 — микроклин-плагиоклазовые граниты; *2* — отложения верхней свиты криворожской серии; *3* — сланцевые горизонты средней свиты; *4* — железистые горизонты средней свиты; *5* — тальк-карбонатный горизонт; *6* — отложения нижней свиты; *7* — амфиболиты; *8* — плагиограниты; *9* — тектонические нарушения. Складчатые и разрывные структуры: I — Лихмановская синклиналь, II — Тарапако-Лихмановская антиклиналь, III — Западно-Ингулецкая синклиналь, IV — Советская антиклиналь, V — Восточно-Ингулецкая синклиналь; VI — Саксаганская антиклиналь, VII — Саксаганская синклиналь, VIII — Основная синклиналь, IX — Главный Криворожский разлом, X — Саксаганский надвиг, XI — Восточный надвиг

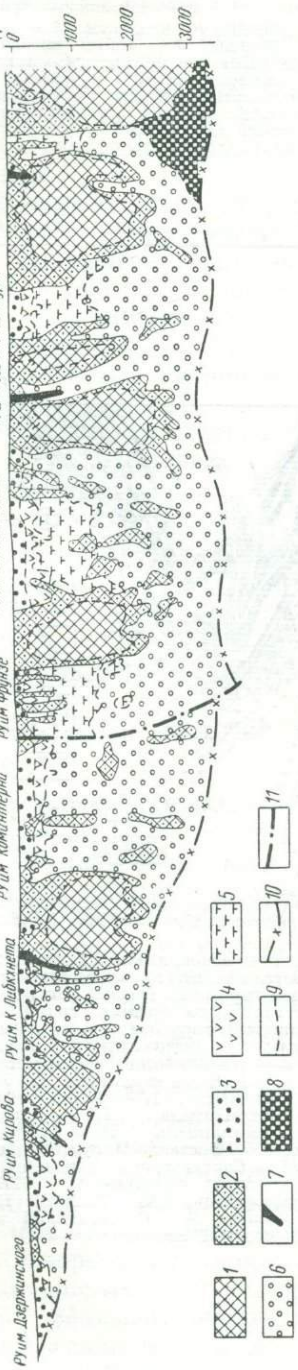


Рис. 42. Минералогическая зональность оруденения глубинной коры выветривания Саксаганской синклинали (вертикальная продольная проекция). По *В. Кравченко.*

1 — неокисленные метаморфические породы; *2* — окисленные метаморфические породы; *3* — руды пористые, рыхлые, элювиальных карманов площадной коры выветривания; *4* — руды пористые и плотные (в разной степени окварцованные пойкилитовым кварцем); *5* — руды пористые, рыхлые (в разной степени окварцованные пойкилитовым кварцем); *6* — руды пористые, полурыхлые, глубинной коры выветривания; *7* — руды плотные, сцементированные гётитом; *8* — кварц-магнетитовые первичные руды; *9* — контакты разновидностей богатых руд; *10* — шарнир синклинали; *11* — тектоническое нарушение

В результате упомянутых деформаций на общем простирании бассейна обособлены рудоносные структуры (с юга на север): Ингулецкая (Южное рудное поле), Саксаганская (Главное, или Саксаганское, рудное поле), Первомайская, Анновская, Желтореченская (Северное рудное поле), Попельностовская. В Северном рудном поле осадочные породы прорваны протерозойскими гранитными интрузиями. Наибольшие запасы богатых руд сосредоточены в Саксаганской части бассейна. Рудоносный средний отдел имеет здесь мощность до 2000 м и содержит до восьми пластов железистых кварцитов.

Железистые кварциты, запасы которых в Кривбассе огромны, представлены магнетитовыми, магнетит-гематитовыми и гематитовыми разностями. Основное промышленное значение имеют неокисленные магнетитовые и магнетит-гематитовые разности. Горнообогатительные комбинаты (ГОКи) Кривбасса разрабатывают железистые кварциты крупными карьерами и получают из кварцитов высокосортный магнетитовый концентрат.

Богатые руды, состоящие в основном из минералов окислов и гидроокислов железа, слагают пласто-, столбо-, штоко- и линзообразные залежи и тела среди железистых кварцитов. Условия залегания богатых руд несколько различны в различных частях бассейна. В главном Саксаганском рудном поле рудные залежи локализованы полностью в пластах железистых кварцитов, на крыльях и в шарнирных частях синклиналей. Особенно благоприятны для локализации рудных тел на крыльях складок зоны поперечных смятий типа пологих складок и флексур, сопровождаемых развитием кливажа и межслоевыми подвижками, а также зоны разломов по простиранию слоистости и узлы разрывных нарушений с дроблением и трещиноватостью. В результате рудные тела располагаются в пластах железистых кварцитов группами и цепочками с бо́льшими или меньшими

перерывами (рис. 42). Отдельные рудные тела на глубине как бы сливаются в шарнирных частях синклиналей, образуя крупные рудные столбы часто с килевидной подошвой, совпадающие по простиранию и падению с шарнирами складок. Богатые руды образовались из железистых кварцитов в результате выщелачивания кварца и окисления железистых силикатов (Белевцев и др., 1959).

Наибольшая насыщенность рудными телами в Саксаганском районе наблюдается в пятом ($К_2^{5ж}$) и шестом ($К_2^{6ж}$) железистых горизонтах, что связано с более высоким содержанием в них железа и с более тонкой их слоистостью, способствовавшей развитию деформаций.

В Южном рудном поле богатые руды, имея пластообразный характер, залегают в зоне стратиграфического несогласия между отложениями среднего и верхнего отделов криворожской серии. Ю. Гершойг (1971) и др. считают, что богатые руды образованы здесь в протерозойской коре выветривания, затем они были метаморфизованы в магнетитовые и железнослюдковые руды и дополнительно обогащены и окислены в условиях послепротерозойской коры выветривания.

Богатые руды такого стратиграфического положения отмечены и в ряде пунктов Саксаганского и Желтореченского районов.

В Северном рудном поле руды, в отличие от других частей бассейна, образованы гидротермально-метасоматическим путем за счет как железистых кварцитов, так и сланцев.

Формы рудных тел преобладающе столбообразные, в меньшем числе штоко- и линзообразные, редко пластообразные. Залегают они как согласно с замещаемыми породами, так нередко и секут их слоистость или сланцеватость. Контролируются рудные тела зонами дробления, смятия, тектоническими швами, узлами разрывных нарушений. Формы и размеры сечений рудных тел весьма изменчивы. По мнению Я. Белевцева, залежи богатых железных руд Кривого Рога возникли вследствие метаморфизма.

В группе богатых руд Кривбасса выделяются несколько основных типов по характеру главных рудных минералов:

1) мартитовые и гематит-мартитовые (носят местное название «синька»);
2) мартит-гематит-гидрогематит-гидрогётитовые («краско-синька»),
3) гематит-гидрогематит-гидрогётитовые («краска»);
4) магнетитовые и магнетит-железноблесковые (только в Северном рудном поле).

В рудах первого типа кроме мартита и реликтового гематита в малых количествах наблюдаются реликтовый магнетит, дисперсный гематит, хлорит, серицит, ширит, карбонаты, глинистые минералы, кварц, апатит. В рудах второго типа участвуют, кроме приведенных в названии типа, в малых и акцессорных количествах дисперсный гематит, мартит, серицит, кварц, глинистые минералы, алунит, сфен.

В рудах третьего типа кроме основных минералов присутствуют каолинит, глинистые минералы, хлорит и карбонаты.

В рудах четвертого типа (желтореченские) кроме преобладающих магнетита и железной слюдки зафиксированы амфиболы (куммингтонит, грюнерит, рибекит), эгирин, биотит, альбит, кварц, карбонаты, хлорит, зерна пирита, пирротина, халькопирита.

Богатые железные руды Кривбасса характеризуются высоким содержанием железа и низким содержанием вредных примесей (табл. 3).

Общие балансовые запасы железных руд Кривбасса составляют по категориям А + В + C_1 15,6 млрд. т, по категории C_2 4 млрд. т, в том числе богатых руд со средним содержанием железа 57,6% по категориям А + В + + C_1 + C_2 — 1,7 млрд. т, а железистых кварцитов со средним содержанием железа 35,9% — 18 млрд. т.

Таблица 3

Содержание железа, фосфора и серы в богатых рудах Криворожского бассейна (в вес. %)

Тип руды	Железо	Фосфор	Сера
Мартитовые и гематит-мартитовые	63,7	0,26	0,043
Мартит-гематит-гидрогематитовые	62,3	0,08	0,03
Гематит-гидрогематит-гидрогётитовые	57,5	0,088	Тысячные и сотые доли %
Магнетитовые и магнетит-железнослюдковые . .	54,0	0,04	0,15

Оленегорское месторождение

Оленегорское месторождение расположено в 7,5 км к северо-западу от ж.-д. ст. Оленья в Мурманской области.

Железистые кварциты Оленегорского месторождения мощностью до 150 м и протяженностью 2,8 км залегают в амфиболсодержащих гнейсах и амфиболитах кольской серии архея (рис. 43, *а*). Между железистыми кварцитами и гнейсами отмечаются постепенные переходы. В плане залежь железистых кварцитов имеет форму пережатой поперечными флексурами крупной линзы. На глубину она прослежена до 300 м без признаков выклинивания.

Толща железистых кварцитов смята в опрокинутую на юго-запад синклинальную складку, осложненную антиклинальными и синклинальными складками низших порядков. Простирание синклинальной структуры северо-западное при падении крыльев на юго-запад под углами 50—80° (см. рис. 43, *б*).

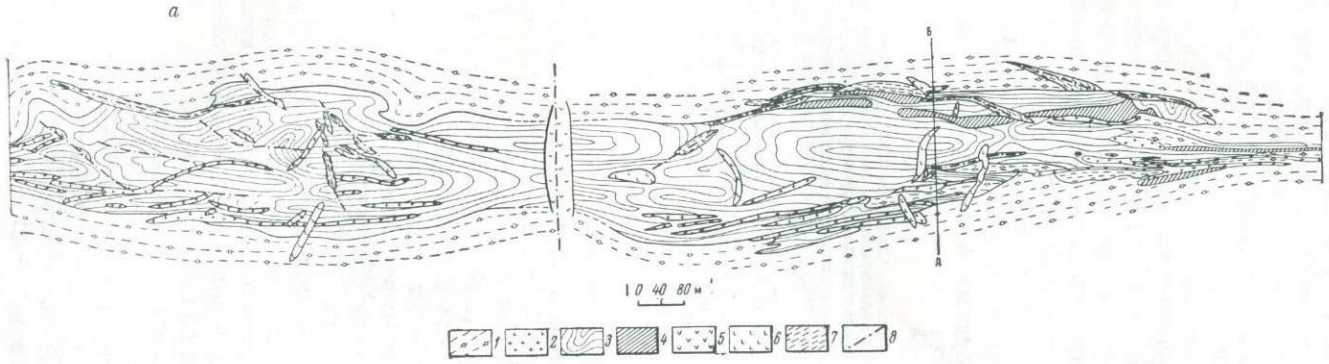
Структуру синклинали осложняют также надвиги с амплитудой до 50—55 м, с которыми сопряжены пологопадающие разрывы и смещения. Установлено, что верхние (относительно сместителя) блоки надвинуты на нижние, т. е. на юго-запад. В породах месторождения ярко выражен кливаж течения, линейно параллельные текстуры и трещиноватость (Точилин, Горяйнов, 1964).

Интрузивные породы в районе месторождения представлены микроклиновыми гранито-гнейсами, пегматоидными гранитами, пегматитами и аплитами.

Все интрузивные породы моложе железистых кварцитов, а их апофизы пересекают толщу железистых кварцитов и вмещающих пород.

Рудная залежь сложена магнетитовыми кварцитами с примесью гематита. Отношение магнетита к гематиту в среднем по месторождению составляет 3 : 1. Второстепенными минералами железистых кварцитов являются тремолит, актинолит, куммингтонит, пироксены, щелочные амфиболы, кальцит, сидерит. Редко встречаются сульфиды — пирит, пирротин и халькопирит. Преобладающие текстуры руд — полосчатая и плойчатая.

Руды отличаются низким содержанием вредных примесей — серы и фосфора. Запасы магнетитовых кварцитов по категориям А + В + C_1 равны 477 млн. т со средним содержанием железа 32,3%. Месторождение разрабатывается карьером.



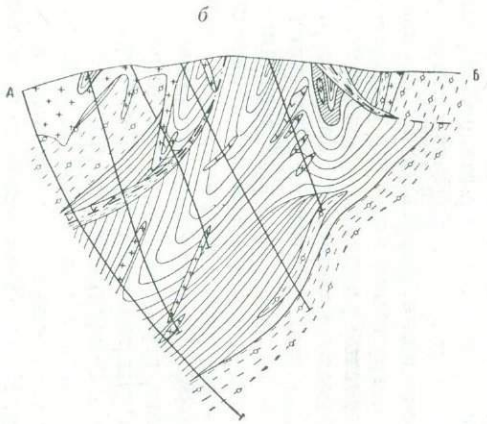


Рис. 43. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) Оленегорского месторождения. По *П. Горяйнову*.

1 — амфиболовые и биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы, слюдяно-амфиболовые, двуслюдяные очковые сланцы, полосчатые и сланцевые амфиболиты; *2* — пегматиты и пегматоидные граниты; *3* — железистые кварциты; *4* — зона слаборудных метасоматических кварцитов с гранатом, щелочными амфиболами и сульфидами; *5* — диабазы, габбро-диабазы; *6* — габбронориты; *7* — милониты и бластомилониты по основным породам в зоне надвигов; *8* — тектонические нарушения

Балбраунское месторождение

Месторождение Балбраун Карсакпайской группы находится в 5 км южнее г. Карсакпая Джезказганского района Карагандинской области. Оно является наиболее значительным в формации железистых кварцитов протерозойского (дорифейского или рифейского) массива, представляющего собой выступ метаморфических пород основания геосинклинального комплекса Улутауского антиклинория (Железорудные месторождения Казахстана..., 1960).

Протерозойская толща сложена метаморфизованными эпидотизированными эффузивными диабазовыми порфиритами и их туфами, в меньшей мере кварцитами, мраморизованными известняками и метаморфическими сланцами. Верхняя свита толщи, получившая название карсакпайской железорудной свиты, представлена кварцитами, зеленокаменными туфогенными, графитовыми, кварц-серицитовыми сланцами и гематитовыми кварцитами. Мощность карсакпайской свиты около 1 км. Отложения свиты смяты в ряд изоклинальных складок, заключающих серию прерывистых железорудных залежей (рис. 44).

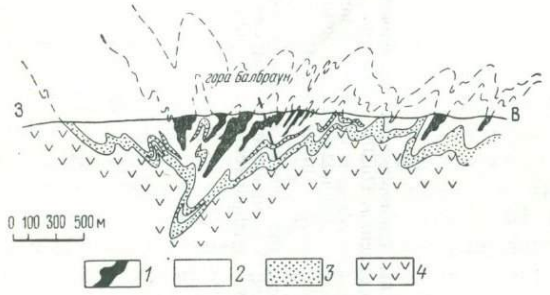


Рис. 44. Схематический геологический разрез Карсакпайского синклинория на широте месторождения Балбраун. По *М. Узбекову*

1 — железистые кварциты с частыми прослоями кварц-серицитовых сланцев и реже безрудных кварцитов; *2* — кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы с редкими прослоями зеленых и туфогенных сланцев, кварцитов и графитовых сланцев; *3* — кварциты, часто брекчированные, с прослоями зеленых туфогенных сланцев и кварц-серицитовых сланцев; *4* — зеленые эффузивы и их туфы

В Карсакпайской группе выделено около 30 рудных тел различных размеров от линз мощностью в несколько метров и протяжением 50 м до мощных залежей длиной до 5 км и шириной до 120 м. Эти залежи объединены в семь рудных полос. Падение всех рудных полос западное, за исключением южной части первой полосы, залегающей вертикально. Крупные дизъюнктивы, нарушающие целостность складчатых структур, встречаются редко, но часты мелкие местные смещения, нарушающие сплошность отдельных слоев внутри структур. Глубина погружения структур прослежена по вертикали до 200—250 м.

Железистые кварциты карсакпайской свиты относятся к гематитовой разности. В месторождении Балбраун первично пластообразная и линзообразная формы залежей гематитовых кварцитов усложнены складчатостью второго и третьего порядка, а также тектоническими пережимами.

Гематитовые кварциты месторождения практически сложены двумя минералами — гематитом и кварцем. Их суммарное количество колеблется в пределах 90—98%. Второстепенными минералами являются серицит, хлорит, кальцит, апатит, турмалин, магнетит, пирит, сидерит, а в зоне окисления — мартит и гипс. Руды тонкополосчатой текстуры.

Запасы гематитовых кварцитов по категориям А + В + C_1 подсчитаны на месторождении в количестве 77 млн. т со средним содержанием железа 40,4%. Непосредственным продолжением к югу является месторождение гематитовых кварцитов Кереге-Тас с запасами по категориям А + В + C_1 49 млн. т со средним содержанием железа 40,4%. Перспективные запасы всех месторождений Карсакпайской группы оцениваются в 500 млн. т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипов Г. И. и др. Ангаро-Илимские железорудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960, 371 с.

Арбузов В. А. и др. Керченский железорудный бассейн. М., «Недра», 1967, 576 с.

Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957, 280 с.

Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, 308 с.

Беляшов М. М., Плехова К. Р. Влияние осадочных ангидритов на метасоматические процессы при образовании Качарского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, с. 38—49.

Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Зап. Саяна. М., «Недра», 1966, 175 с.

Гарьковец В. Г. О генезисе Абаильского железорудного месторождения. — Докл. АН СССР, 1946, т. 4, № 4, с. 339—340.

Геология и генетические особенности магнетитовых месторождений Тургая. Алма-Ата, «Наука», 1969, 152 с. («Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», т. 28.)

Геология Криворожских железорудных месторождений. Т. 1, т. 2. Киев, Изд-во АН УССР, 1962, т. 1 — 480 с., т. 2 — 564 с.

Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, 217 с. («Труды СНИИГГИМС», вып. 96.)

Гершойг Ю. Г. Генетическая классификация железных руд Кривбасса. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 4, с. 3—17.

Григорьев В. М. Закономерности распределения и условий накопления германия в железорудных месторождениях. М., «Недра», 1971, 152 с.

Дербиков И. В., Руткевич И. С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочного их происхождения. Новосибирск, 1971, 91 с. («Труды СНИИГГИМС», вып. 125.)

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966, 167 с.

Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, 566 с.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., Изд-во АН СССР, т. 1, кн. 2, 1959, 602 с.

Железорудные месторождения Казахстана и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1960, 571 с.

Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. М., Изд-во АН СССР, 1939. («Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. рудных м-ний», вып. 13.)

Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, Изд-во КазИМС, 1968, 291 с.

Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1964, 446 с.

Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., «Недра», 1965, 888 с.

Киселев Г. Н. Новые данные по Аккермановскому месторождению природно-легированных железных руд. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 245—256.

Кротов Б. П. и др. Железорудные месторождения алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1936, т. 1—287 с., т. 2 — 483 с.

Леоненко И. Н., Русинович И. А., Чайкин С. И. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 3, Железные руды. М., «Недра», 1969, 319 с.

Магнетитовые месторождения Кустанайской области и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1958, 491 с.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявление в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1959, т. 1, № 2, с. 49—62.

Николаева И. В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск, «Наука», 1967, 131 с.

Никольский А. П., Каукин Б. В. Железо. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 4. М., «Недра», 1968, с. 309—327.

Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1956, 235 с.

Оолитовые железные руды Лисаковского месторождения Кустанайской области и пути их использования. Серия «Железорудные месторождения СССР». М., Изд-во АН СССР, 1962, 235 с.

Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960, 495 с. («Труды ГГИ УФАН СССР», вып. 39.)

Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970, 416 с.

Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1964, 129 с.

Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966, 116 с.

Сапожников Д. Г. Караджальские железо-марганцевые месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1963, 196 с.

Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967, с. 79—94.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об условиях формирования и локализации Тургайских магнетитовых месторождений. — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970, с. 111—113.

Точилин М. С., Горяйнов П. М. Геохимия и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М., «Наука», 1964, 103 с.

Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. М., Изд-во АН СССР 1959, 447 с. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 20.)

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973, 172 с.

Халиловские месторождения комплексных железных руд. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1942, 480 с. («Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 67. Сер. рудных м-ний.)

Чугуевская О. М. Генетические особенности Сарбайского и Елтайских магнетитовых месторождений в Тургае. Автореферат диссертации на степень кандидата геолого-минералогических наук. Алма-Ата, 1969, 22 с.

Шнюков Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965, 195 с.

Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М., «Наука», 1968, 152 с.

Юрк Ю. Ю. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь. Крымиздат, 1960, 446 с.

Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1962, 111 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы классификации марганцевых месторождений рассматриваются в работах В. Обручева (1934 г.), А. Бетехтина (1946), Ч. Парка (Park, 1956), С. Роя (Roy, 1969) и др. Несмотря на значительный прогресс в изучении различных аспектов геологии, геохимии и минералогии марганцевых месторождений, принципы, на основании которых проводится подразделение этих месторождений, за последние 50 лет мало изменились. Большинство исследователей (В. Обручев, 1934 г., Бетехтин, 1946; Park, 1956; Суслов, 1964; Рахманов, 1967) классифицируют марганцевые месторождения на генетической основе.

I. Осадочные (марганцевые руды накапливаются в бассейне седиментации):

1) собственно осадочные (экзогенный источник рудных компонентов: коры выветривания, размыв пород питающей суши, подводное выщелачивание);

2) вулканогенно-осадочные (эндогенный источник рудных компонентов: гидротермы, эксгаляции и др.).

II. Магматогенные:

1) гидротермальные;

2) контактово-метасоматические.

III. Метаморфизованные (региональный, контактовый метаморфизм осадочных, магматогенных рудных накоплений).

IV. Коры выветривания:

1) остаточные накопления (типа латеритов, глубокого выщелачивания);

2) инфильтрационные образования [1].

Отличительной геохимической особенностью марганца является концентрация его в поверхностной части литосферы, в зоне свободного кислорода (Вернадский, $1954_{1,\ 2}$). Так, в Советском Союзе более 95% балансовых запасов марганца сосредоточено в осадочных месторождениях (рис. 45).

[1] В приведенной схеме слабо отражена специфика марганцевых руд, схема носит довольно общий характер, поэтому может быть использована и для ряда других полезных ископаемых, в частности для железных руд.

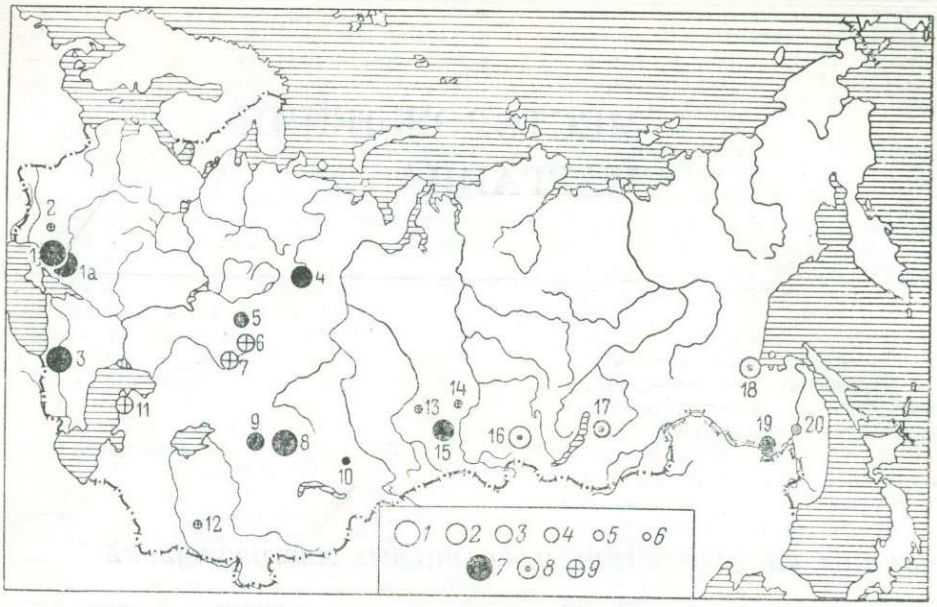


Рис. 45. Схема размещения главнейших осадочных и вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений на территории СССР.

1—6 — месторождения с запасами руд в млн. т: *1* — свыше 100, *2* — от 50 до 100, *3* — от 10 до 50, *4* — от 5 до 10, *5* — от 1 до 5, *6* — менее 1; *7—9* — категории запасов: *7* — имеющие промышленное значение, *8* — прогнозные, общегеологические, *9* — забалансовые.

Месторождения марганца: 1 — Южно-Украинский марганцерудный бассейн (1а—Больше-Токмакское месторождение), 2 — Хощеватское, 3 — Грузинский марганцерудный бассейн, 4 — Северо-Уральский марганцерудный бассейн (Полуночное, Березовское, Ново-Березовское, Екатерининское, Юркинское, Лозьвинское, Ивдельское, Вишерское, Марсятское и др.), 5 — Улутелякское, 6 — Примагнитогорская группа (Ниазгуловское, Ялимбетовское, Мамиля, Файзулинское и др.), 7 — Аккермановское, 8 — Атасуйская группа (Каражальское, Большое Ктайское, Керетатское, Джумарт, Камысское и др.), 9 — Карсакпайская группа (Джездинское, Промежуточное, Найзатасское и др.), 10 — Мурджикское, 11 — Мангышлакское, 12 — Зеравшанская группа (Дауташское, Тахта-Карача и др.), 13 — Дурновское, 14 — Мазульское, 15 — Усинское, 16 — Присаянская группа (Николаевское, Кеттское, Каменское и др.), 17 — Баргузино-Витимская зона марганцерудных проявлений (Икатское, Талойское), 18 — Удинское, 19 — Мало-Хинганская группа (Южно-Ханганское, Биджанское), 20 — Ванданское

ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Природа рудо- и породообразующих компонентов осадочных толщ распознается далеко не всегда достаточно точно. Даже в современных бассейнах с активной вулканической деятельностью (Тихий и Индийский океаны), где наблюдается широкое развитие железо-марганцевых руд, не удается однозначно различать компоненты эндогенной и экзогенной природы. Это еще более осложняется при значительном удалении участков аккумуляции руд от источников рудных компонентов. Установить природу источника рудного вещества для бассейнов геологического прошлого еще труднее, так как исходная информация о седиментационном рудном палеобассейне с течением времени стирается другими более поздними явлениями; восстановление первичных генетических характеристик становится делом либо чрезмерно сложным, либо возможным весьма ограниченно. Таким образом, отсутствие однозначной достоверной и достаточно полной информации о явлениях рудообразования в древних бассейнах и, в част-

ности, о природе рудных компонентов приводит к дискуссиям о генезисе месторождений. Это относится к Чиатурскому, Усинскому, Каражальскому и другим месторождениям марганца в СССР.

В предлагаемой монографии типизация марганцевых месторождений проводится на формационной основе. Марганценосные формации, как определенные парагенезисы руд и горных пород, рассмотрены в работах Н. Хераскова (1951) и Н. Шатского (1954, 1960, 1965). И. Варенцов (1962), С. Рой (Roy, 1969), В. Рахманов, В. Чайковский (1972) попытались систематизировать большой фактический материал по марганцевым месторождениям мира и Советского Союза, использовав для этого также формационный метод.

На территории СССР выделяются следующие марганценосные формации.

1. Кварц-глауконитовая песчано-глинистая, к которой принадлежат нижнеолигоценовые месторождения Украины (Никопольское, Больше-Токмакское и др.), Грузии (Чиатурское и др.), Мангышлакское; верхнеплиоценовое Лабинское месторождение на Северном Кавказе; группа палеоценовых месторождений восточного склона Северного Урала, нижнекембрийское Олдакитское месторождение в Прибайкалье, верхнепротерозойское Нижнеудинское месторождение в Присаянье и др.

Эта формация развита преимущественно на тектонических стабильных участках: на склонах кристаллического щита, на платформах, блоках эпигерцинской платформы, срединных массивах геосинклинали.

Масштабы рудоносности грандиозны: не менее 75—80% от запасов марганцевых руд континентов.

2. Карбонатные формации геосинклиналей и платформ, к которым относятся месторождения: Усинское (нижний кембрий, Кузнецкий Алатау), Улутелякское (нижняя пермь, Приуралье), Саган-Заба (архей, Прибайкалье) и др.

Марганценосные формации этого типа характеризуются умеренными масштабами рудоносности.

3. Карбонатно-кремнистая формация с характерными месторождениями: Каражальское (верхний девон, Центральный Казахстан, миогеосинклинальный регион), Тахта-Карача и др. (силур, Узбекистан, Зеравшанский хребет, эвгеосинклинальная зона). Масштабы рудоносности умеренные.

4. Группа вулканогенно-осадочных формаций подразделяется на две формации: спилито-кератофиро-кремнистую (месторождения Примагнитогорского района Урала, нижний — верхний девон) и порфиро-кремнистую (Дурновское месторождение, Салаир, нижний — средний кембрий). Развиты в эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных зонах. Рудоносность невелика.

5. Марганценосная железисто-кремнистая формация (джеспилитовая); в районе Малого-Хингана (миогеосинклинальный регион) развиты верхнепротерозойские (синийские) залежи руд марганца, запасы которых умеренные.

Собственно марганцерудные коры выветривания, развитые по породам, в которых содержание марганца не превышает кларкового уровня, распространены в СССР довольно ограниченно. Однако к залежам этого типа следует, повидимому, отнести зоны гипергенного окисления, марганцевые шляпы, сформировавшиеся по манганитовым, карбонатным, силикатным рудам ряда месторождений: существенную часть окисных руд Никопольского, Чиатурского месторождений, зоны окисления палеозойских месторождений Урала, Усинского месторождения и др.

В стратиграфическом распределении марганцевых руд СССР отчетливо выделяются три геохронологических интервала (рис. 46).

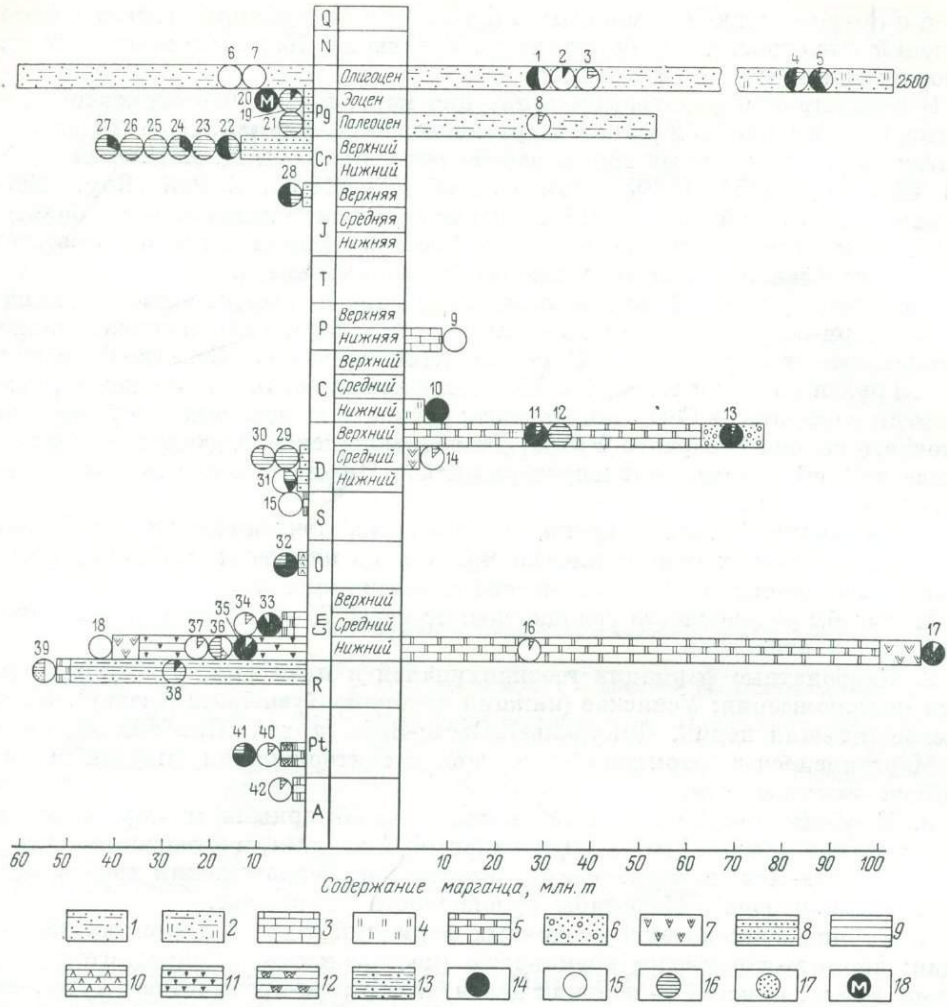


Рис. 46. Диаграмма стратиграфического распределения марганцевых месторождений и рудопроявлений различных генетических типов в СССР.

1— песчано-алеврито-глинистые породы; *2* — те же породы с прослоями спонголитов и опок; *3* — известняки марганцовистые; *4* — кремнистые сланцы, опоки; *5* — кремнисто-карбонатные породы — известняки, кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы; *6* — конгломераты и песчаники крупнозернистые; *7* — яшмы, туфы, туффиты, кремнистые сланцы, яшмовидные кварциты; *8* — порфириты и их туфы, туффиты, туфопесчаники, известняки; *9* — порфириты (кварцевые порфиры), кварциты, кремнистые сланцы, известняки; *10* — яшмы, кремнистые туффиты, туфоалевролиты, аргиллиты; *11* — лавы и туфы основного состава, яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, известняки; *12* — кварциты марганцево-железистые; *13* — песчано-алеврито-глинистые породы и карбонатные отложения; *14—18* — руды: *14* — окисные, *15* — карбонатные, *16* — окисленные, *17* — силикатные, *18* — мангано-магнетитовые.

Месторождения и рудопроявления (цифры на диаграмме): 1— Никопольское, 2 — Больше-Токмакское, 3 — Шкмерское, 4 — Чиатурское, 5 — Чхари-Аджаметское, 6 — Лабинское, 7 — Мангышлакское, 8 — Северо-Уральская группа (Юркинское и др.), 9 — Улу-Телякское, 10 — Аккермановское, 11 — Атасуйская группа (Каражальское и др.), 12 — Мурджикская, 13 — Джездинско-Улутауксская группа (Джездинское и др.), 14 — Примагнитогорская группа (Ниазгуловское I и др.), 15 — Дауташское, 16 — Усинское, 17 — Южно-Хинганское, 18 — Биджанское, 19 — Айюдзорская группа (Мартиросское, Кармрашенское и др.), 20 — Присеванская группа (Чайкендское и др.), 21 — Тетрицкаройская группа (Самебское и др.), 22 — Сваранцское, 23 — Иджеван-Ноемберянская группа (Севкарское и др.), 24 — Тетрицкаройская группа (Тетрицкаройское и др.), 25 — Гегечхорская группа (Нахунао и др.), 26 — Молла-Джаллинское, 27 — Кодманская группа (Кодманское и др.), 28 — Цедисская группа (Цедисское и др.), 29 — Западно-Алтайские (Зыряновское и др.), 30 — Клевакинское, 31 — Сапальское, 32 — Мугоджарская группа (Кос-Истекское и др.), 33 — Дурновское, 34 — Кия-Шалтырь, 35 — Удско-Селемджинская группа (Ир-Нимийское и др.), 36 — Аргинская группа (Мазульское, Гарьское и др.), 37 — Горношорские (Камзасское и др.), 38 — Нижнеудинское (Николаевское, Кеттское, Аршанское и др.), 39 — Сейбинское, 40 — Икат-Гаргинское, 41 — Сосновый Байц, 42 — Саганзабинское

1) палеогеновый, в частности олигоценовый. На территории юга европейской части СССР происходило колоссальное накопление марганцевых руд, исчисляемых миллиардами тонн;

2) девонский; в этот период в отдельных районах Союза (Урал, Казахстан) аккумулировались сравнительно умеренные количества марганцевых руд (сотни миллионов тонн);

3) кембро-синийский, во время которого формировались относительно крупные месторождения в азиатской части СССР (сотни миллионов тонн).

Несмотря на то, что в указанные интервалы формирование марганцевых руд не носило глобального или по крайней мере широко регионального характера и происходило не строго синхронно в пространственно разобщенных бассейнах, в специфике формаций палеогена и палеозоя — синия имеется существенное различие. Палеозой-синийские марганценосные формации имеют геосинклинальную природу; к ним относятся либо вулканогенно-осадочные ассоциации (Примагнитогорские месторождения, Дурновское и др.), либо осадочные, но латерально переходящие в безрудные вулканогенно-осадочные формации (Усинское, Каражальское месторождения). В палеогене образовывались колоссальные экзогенные, собственно осадочные накопления марганцевых руд в обстановке платформенного или близкого тектонического режима (Никопольское, Больше-Токмакское, Чиатурское месторождения).

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Накопившаяся к настоящему времени информация о марганцевых рудах мира убедительно свидетельствует о том, что все сколько-нибудь значительные месторождения марганцевых руд залегают в осадочных образованиях и связаны с седиментационными процессами. Последующие явления постседиментационных изменений и метаморфизма приводили лишь к преобразованию минеральных форм, концентрированию первоначально бедных рудных накоплений, а в условиях глубинных зон метаморфизма — к рассеиванию ранее образованных концентраций. Особое место занимают марганценосные коры выветривания, развивающиеся главным образом в областях тропического климата (Индия, Африка, Бразилия), по породам, в которых содержания марганца часто не превышают кларковых.

Значительно более сложной является проблема источника рудных компонентов. Существуют геологические обстановки, в которых соотношения между источниками питания и участками накопления руд вскрываются недостаточно определенно. В подобных случаях между исследователями возникают дискуссии о генезисе месторождения, хотя по существу дискуссии посвящены вопросам характера источника рудообразующих компонентов. Такое положение характерно для ряда марганцевых месторождений СССР: Чиатурского, Каражальского, Усинского и др.

КВАРЦ-ГЛАУКОНИТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

По масштабам рудоносности эта формация является грандиозной, не сопоставимой с другими марганценосными формациями. В ней заключено не менее 85% балансовых запасов марганцевых руд Советского Союза. И. Варенцов (1962) и С. Рой (Roy, 1969) рассматривали эту формацию как «никопольскую» (ортокварцит-глауконит-глинистую). В. Чайковский, В. Рахманов, Ю. Ходак (1972) кварц-песчано-глинистые формации подразделяют на собственно

8 Заказ 485

кварц-песчано-глинистую и кварц-песчано-глинистую гондитовую субформации. Эта формация отличается весьма четкими особенностями и, как правило, имеет трехчленное строение; в ней выделяются три части: подрудная, рудоносная, надрудная. Формация развита на относительно жестких, консолидированных основаниях платформ, либо на устойчивых участках геосинклинальных областей типа срединных массивов. Образована формация преимущественно терригенным материалом кварцевого и глинистого состава, причем глауконит является достаточно характерным аутигенным минералом.

Латерально рассматриваемая формация (ближнее выклинивание) обычно замещается безрудной относительно грубокластической формацией, иногда (например, к северу от Никопольского месторождения) с прослоями угленосных пород. Очевидно, эта безрудная формация отделяет рудоносную формацию от коры выветривания питающей суши. В направлении дальнего выклинивания марганценосная формация переходит в существенно глинистую, с подчиненным количеством алевритов, формацию, в которой крайне трудно наметить подразделения, эквивалентные трем указанным выше членам рудоносной формации.

Наиболее типична эта формация в районе Никопольского и Больше-Токмакского марганцевых месторождений (Южно-Украинский марганцерудный бассейн); ей принадлежат также Чиатурское, Мангышлакское, Лабинское, группа палеоценовых месторождений восточного склона Северного Урала и др.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНО-УКРАИНСКОГО ОЛИГОЦЕНОВОГО БАССЕЙНА

Южно-Украинский олигоценовый марганцерудный бассейн является крупнейшим из известных; в его месторождениях заключено не менее 70% мировых запасов руд марганца. Этот район представляет собой часть обширного Южно-Европейского олигоценового бассейна, к которому относятся также и такие значительные марганцевые месторождения, как Чиатурское и Мангышлакское в СССР, Варненское в Болгарии. Границы Южно-Украинского марганцерудного бассейна проводятся довольно условно. К нему относится сравнительно широкая полоса (примерно 25 км) развития марганцевых руд, залегающих в нижнеолигоценовых (харьковских) песчано-глинистых осадках. Последние простираются вдоль южного склона Украинского кристаллического щита и на его продолжении — западном склоне Азовского массива (рис. 47, 48).

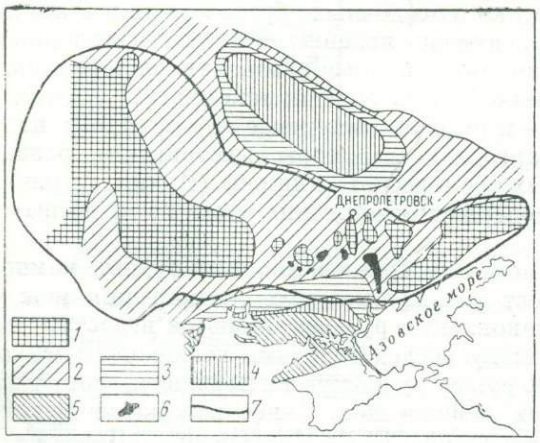


Рис. 47. Схема распределения мощностей олигоценовых отложений Южно-Украинского марганцерудного бассейна и Днепровско-Донецкой впадины.

1 — осадков нет; *2—5* — градации мощностей: *2* — до 20 м, *3* — от 20 до 50 м, *4* — от 50 до 100 м, *5* — более 100 м; *6*—залежи марганцевых руд; *7*—контур Украинского кристаллического щита

Марганцерудный пласт характеризуется перемежаемостью руд с песчано-алеврит-глинистыми осадками; мощность его изменяется от 0 до 4,5 м (в среднем 2,0—3,5 м). По естественному выклиниванию рудного пласта проводятся контуры зоны месторождений. Западной ее границей является меридиан г. Кри-

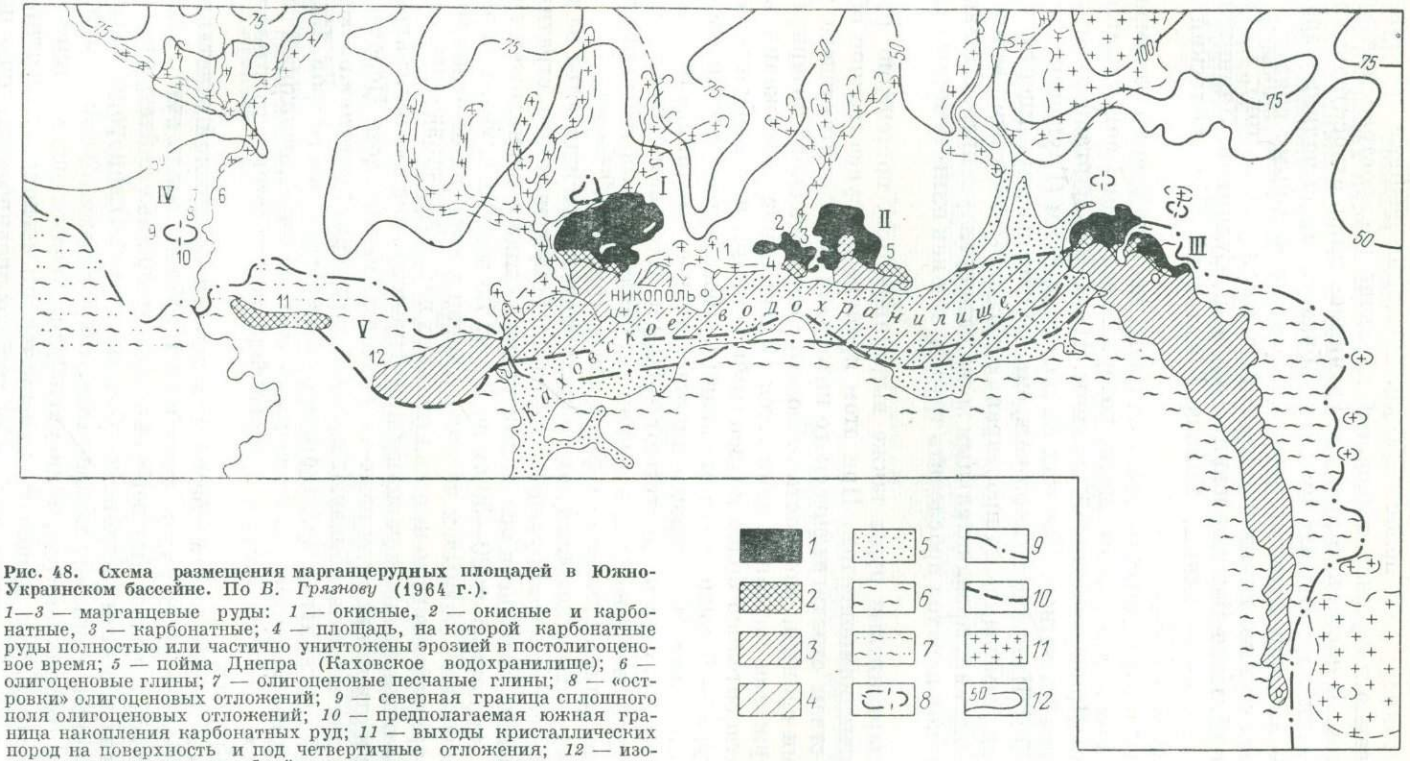


Рис. 48. Схема размещения марганцерудных площадей в Южно-Украинском бассейне. По *В. Грязнову* (1964 г.).

1—3 — марганцевые руды: *1* — окисные, *2* — окисные и карбонатные, *3* — карбонатные; *4* — площадь, на которой карбонатные руды полностью или частично уничтожены эрозией в постолигоценовое время; *5* — пойма Днепра (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; *11* — выходы кристаллических пород на поверхность и под четвертичные отложения; *12* — изогипсы поверхности докембрийских пород.

Рудоносные площади: I — Западно-Никопольская, II — Восточно-Никопольская, III — Больше-Токмакская, IV — Криворожская (Ингулецкая) группа, V — Междуречье Днепр — Ингулец. Рудные участки (цифры на схеме): 1 — Максимо-Тимошевский, 2 — Знаменский и Новоселовский, 3 — Николаевский, 4 — Коминтерн-Марьевский, 5 — Грушевско-Басанский, 6 — село Новоселовка, 7 — балка Зеленая, 8 — ст. Визирка, 9 — Ингулецкий участок, 10 — Николо-Козельский, 11 — Высокопольский, 12 — Ново-Воронцовский

вого Рога, на востоке — приблизительно меридиан г. Орехова. Общая протяженность марганцерудной полосы 250 км. Постолигоценовые эрозионные размывы существенно нарушили первичный характер распространения марганцерудных осадков. В настоящее время сохранились лишь относительно крупные участки развития марганцевых руд. Эти образования выполняют эрозионные углубления — впадины кристаллического ложа, с которыми связаны главные месторождения, рудные площади, участки (с запада на восток): Ингулецкий, Высокопольский, Ново-Воронцовский, Западный, Сулицкий, Коминтерн-Марьевский, Грушевско-Басанский, Больше-Токмакский (Никопольский марганцерудный бассейн, 1964).

Полоса марганцерудных осадков или зона месторождений занимает склон Украинского кристаллического щита, который постепенно погружается на юг, в направлении Причерноморской впадины. На севере марганцерудные осадки появляются на абсолютных отметках их подошвы +8 м (Грушевско-Басанский участок) и +35 м (Ингулецкое месторождение). Севернее марганцерудные осадки выклиниваются, замещаясь по простиранию песчано-глинистыми отложениями, нередко угленосными, со значительным количеством глауконита. Однако во многих районах такой переход проследить трудно, так как олигоценовые отложения размыты.

На юге марганцевые руды также выклиниваются, постепенно разубоживаясь глинистым компонентом. При этом происходит существенное обеднение рудным веществом стратиграфического интервала, соответствующего рудному пласту. Иными словами, мощность этого стратиграфического интервала возрастает, а содержание марганца снижается. Уменьшение содержания марганца происходит относительно более медленными темпами, чем в области северного рудного контура — ближнего выклинивания. Абсолютные отметки, на которых происходит выклинивание рудного пласта (дальнее выклинивание), для Максимо-Тимошевского участка достигают —60,0 м. Следовательно, марганцерудные осадки полого погружаются в южном направлении в соответствии с изменениями рельефа кристаллического фундамента (рис. 49).

Марганцерудные отложения довольно хорошо прослеживаются на площади бассейна в качестве маркирующего горизонта определенного стратиграфического положения. Нередко в основании рудного пласта расположен глауконитовый песок мощностью от 20—50 см до 1,5 м. Во многих случаях харьковские отложения залегают с размывом на подстилающих породах от отложений киевской свиты (верхний эоцен) до кристаллических пород фундамента. Рудный пласт представлен относительно неравномерной перемежаемостью марганцевых конкреций, линз и стяжений с глинисто-алевритовым материалом. Нередко марганцевые конкреции и линзы образуют неясные скопления, прослеживающиеся по простиранию до нескольких десятков, иногда первых сотен метров. Количество марганцерудного вещества, заключенного в глинисто-алевритовой нерудной массе, достигает 50% по весу, а среднее содержание марганца в массе пласта составляет 15—25%.

Надрудные отложения в пределах зоны месторождений отчетливо отграничены от подстилающих рудоносных пород. Обычно вдоль этой границы развиты гидроокислы железа (подзона окисных руд), либо наблюдается заметное обогащение глауконитом (подзона карбонатных руд). Эти породы представлены зеленовато-серыми глинами, массивными, пластичными, сложенными преимущественно монтмориллонитом, тонкодисперсным глауконитом с примесью тонких зерен кварца. Их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 25 м. В некоторых участках они либо глубоко эродированы, либо полностью

уничтожены во время предверхнеолигоценово-нижнесарматского или предкараганского континентальных перерывов.

В пределах полосы месторождений по мере погружения кристаллического ложа выделяются последовательно три рудные подзоны: окисных, смешанных (окисно-карбонатных) и карбонатных марганцевых руд.

Подзона окисных марганцевых руд располагается от северного контура выклинивания рудной залежи (примерные абсолютные отметки +15 м) до условных границ с подзоной смешанных руд (абсолютные отметки приблизительно

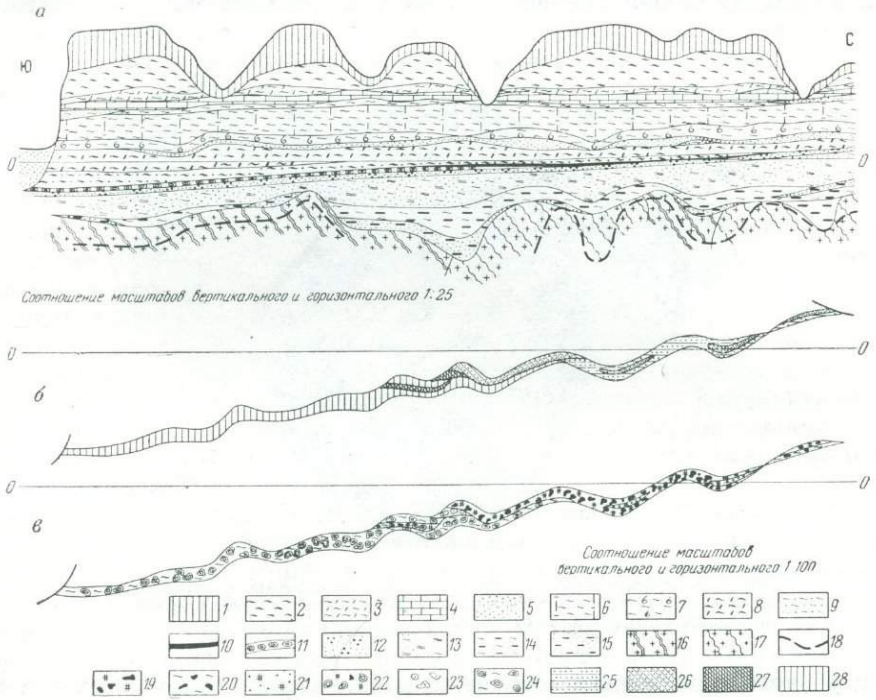


Рис. 49. Геологический разрез (*а*), минеральный состав (*б*) и текстуры (*в*) рудного пласта Грушевско-Басанского участка Никопольского месторождения.

1 — суглинок; *2* — красно-бурые глины; *3* — глины темно-серые, мергелистые; *4* — известняки-ракушечники; *5* — пески кварцевые; *6* — глины мергелистые; *7* — глины темно-серые, детритусовые; *8* — глины с прослоями мергеля; *9* — глины зеленовато-серые; *10* — марганцевые руды окисные; *11* — марганцевые руды карбонатные; *12* — кварц-глауконитовые пески; *13* — алевриты; *14* — углистые глины; *15* — углистые пески; *16* — полимигматиты; *17* — плагиограниты и их мигматиты; *18* — граница коры выветривания кристаллических пород; *19* — марганцевая руда, окисная кусковато-желваковая в сажисто-глинистой массе; *20* — окисная кусковато-желваковая руда в глине и песке; *21* — конкреционно-оолитовая руда в сажисто-глинистой массе; *22* — смешанная окисно-карбонатная руда; *23* — желваковая карбонатная марганцевая руда с пизолитами манганита; *24* — желваки карбонатной марганцевой руды в глине; *25* — полиперманганитовая руда; *26* — манганит-псиломелановая руда; *27* — манганокальцит-манганитовая руда; *28* — манганокальцитовая руда.

+4—6 м). Марганцевые руды в пределах этой подзоны представлены пиролюзитовыми, полиперманганитовыми, манганитовыми стяжениями, кусковатыми, неправильной формы образованиями, рыхлыми землистыми выделениями гидроокислов марганца, нередко импрегнирующими и пигментирующими отдельные части пласта. Закономерную тенденцию в характере распространения отдельных типов руд установить трудно. Иногда среди участков широкого развития окисных соединений марганца наблюдаются реликты более или менее глубоко окисленных карбонатных руд. В. Грязнов (Никопольский марганцерудный

бассейн, 1964) указывает на существование полосы карбонатных марганцевых руд шириной до 1 км и длиной 3,5 км, развитой близ р. Соленая (северный контур западной части Никопольского месторождения) и протягивающийся в юго-западном направлении. Характерно, что эти карбонатные руды залегают в нижней части пласта; выше они перекрыты окисными разностями. В отдельных случаях (Александровский и Шевченковский карьеры) можно наблюдать весь последовательный ряд продуктов изменения карбонатных марганцевых руд до желваково-конкреционных кристаллически-зернистых пиролюзитовых разностей, в которых крайне трудно установить следы первичного вещества. Про-

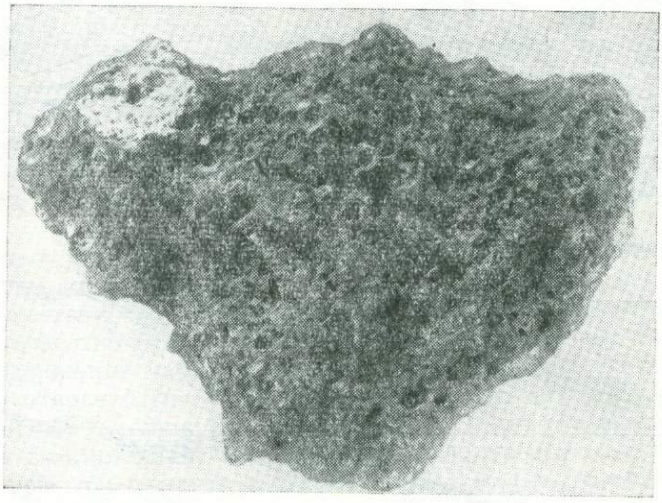


Рис. 50. Окисленная карбонатная руда, полностью сохранившая начальные текстурные особенности. Никопольское месторождение, западная часть, обр. 7011. Нат. вел.

цессы глубокого гипергенного окисления карбонатных марганцевых руд сопровождались, очевидно, существенным перераспределением рудного вещества. Об этом свидетельствует неправильная, пятнистая импрегнированность сажистыми выделениями гидроокислов марганца межрудных глин, наиболее плотные участки которых содержат разложившиеся, заметно окисленные реликты манганокальцитовых выделений. Достоверных критериев, позволяющих ясно распознать глубокоокисленные разности от так называемых первичноокисных руд, пока не установлено, так как последние в очевидных проявлениях еще не встречены (рис. 50).

Возникает вопрос: можно ли при отсутствии четких признаков разграничения первичноокисных и вторичноокисных марганцевых руд выделение самой «подзоны окисных руд». При этом следует напомнить, что во многих работах (Бетехтин, 1946; Грязнов, 1960; Грязнов и Селин, 1959; Данилов, $1971_{1,\ 2}$) существование трех последовательно располагающихся по мере погружения кристаллического ложа рудных подзон интерпретировалось как свидетельство фациального контроля первоначального отложения марганцевых руд.

Однако несмотря на всю сложность этого вопроса выделение подзоны окисных руд вполне допустимо, так как она представляет реальную полосу, в пределах которой существенно преобладают окисные марганцевые руды.

Относительно происхождения марганцевых руд, развитых в пределах этой подзоны, существуют две точки зрения. По мнению одних геологов, руды этой подзоны образовались в обстановке седиментации с преобладанием окислительных условий. Лишь в относительно погруженных частях этой зоны в восстановительной среде могли формироваться карбонатные разности. Другие геологи считают, что эти руды рассматриваются как продукты вторичного окисления карбонатных разностей. По мере накопления фактического материала и совершенствования методик его изучения значение процессов окисления в формировании руд этой подзоны существенно увеличится. В данной работе подзона окисных руд рассматривается как часть зоны месторождений, в пределах которой развиты главным образом вторичноокисные разности руд.

Подзона смешанных руд располагается между участками развития окисных и карбонатных марганцевых руд. Границы этой подзоны довольно условны, а ширина ее весьма изменчива: от 0,3 до 4,5 км. Характерной особенностью распространенных на этой площади марганцевых руд является двучленное строение рудного пласта: верхняя часть сложена окисными разностями: пиролюзитовыми, полиперманганитовыми, манганитовыми рудами, нижняя часть — карбонатными рудами, которые близки к рудам, распространенным южнее расположенной карбонатной подзоны.

Во многих случаях удается проследить соотношения нижней неизмененной части рудного пласта и верхней части, преобразованной окислением в неправильно стратифицированное скопление желваков, линзовидных и кусковых выделений, сложенных окисными соединениями марганца. Карбонатные руды нижней части пласта нередко содержат оолиты, бобовины, либо мелкие стяжения манганитового состава, которые пропитаны карбонатом марганца и замещаются им по трещинам с периферии.

Таким образом, в подзоне смешанных руд отчетливо наблюдается глубокое окисление исходных карбонатных разностей и относительно широкое (присущее главным образом карбонатным рудам этой подзоны) развитие в них манганитовых включений. Подзона смешанных руд выделяется довольно условно, так как в двух других соседних подзонах встречаются участки с подобным строением рудного пласта. Но в подзоне окисных руд процессы окисления имеют относительно широкое и нередко полное развитие, а в подзоне карбонатных руд их влияние обычно незначительно. Если мысленно снять эффекты гипергенного изменения марганцевых руд, то характерной особенностью карбонатных руд рассматриваемой подзоны можно считать широкое развитие в них манганитовых включений. Несколько реже встречаются включения глинистого вещества, интенсивно пропитанного гидроокислами железа, бобовины лимонитового, гидрогематитового состава, а также гнездовидные скопления глауконита и глинисто-карбонатного вещества в манганокальцитовой, кальциево-родохрозитовой основной массе руды.

Подзона карбонатных марганцевых руд располагается южнее предыдущей и протягивается на юг до полного выклинивания в Причерноморской впадине по мере погружения фундамента. Отложения этой подзоны характеризуются относительно слабой гипергенной измененностью. Лишь в северных, относительно приподнятых и доступных грунтовым водам участках, наблюдаются следы окисления карбонатных руд. В отдельных местах окислению подверглись лишь нижняя и верхняя части рудного пласта, контактирующие с водоносными песками. Это проявляется в наличии бурого окисленного прослоя измененных глауконитовых песков в основании и кровле и в присутствии среди них черных сажистых выделений гидроокислов марганца.

В северной части подзоны развиты главным образом крупнокусковатые линзовидные карбонатные руды серого цвета, плотные, крепкие, с характерной ноздреватостью, ячеистостью. Они содержат заметное количество (до 25%) песчано-алевритовых кластических частиц, обломки раковин пелеципод, гастропод, фораминифер, фосфатизированные остатки рыб. В общей карбонатной массе руд содержатся включения стяжений манганита, выделения глауконита, карбонатно-глинистые бобовины. В верхней и нижней частях пласта обыкновенно залегают неправильно угловатые, кавернозные стяжения, содержащие заметное количество глинисто-кремнистого вещества. По направлению на юг в составе рудного пласта все большее значение приобретают плотные неправильно узловатой формы карбонатные стяжения (до 10—15 см), а крупнокусковые, линзовидные выделения (до 50—60 см) постепенно исчезают. В самих карбонатных стяжениях увеличивается количество кремнисто-глинистого вещества, однако мощность рудного пласта существенно не меняется. Она максимальна в наиболее погруженных центральных частях подзоны (до 3,5—4,0 м) и существенно сокращается к местам локальных поднятий. В сторону Причерноморской впадины рудный пласт выклинивается, но не за счет сокращения общей мощности. Последняя в пределах этого стратиграфического интервала постепенно возрастает в южном направлении. Выклинивание проявляется в том, что происходит обеднение этого интервала марганцерудным материалом — уменьшается размер и общее число манганокальцитовых отложений, увеличивается количество межрудных глин, которые существенно разубоживают рудный пласт.

Строение рудного пласта этой подзоны хорошо видно в разрезе марганцерудного пласта в южном забое Марьевского карьера (Коминтерн-Марьевский участок, восточная часть Никопольского месторождения (сверху вниз):

1. Глины темно-серые, тонкие, нередко с черными гнездовидными обособлениями пирита и углистого вещества (нижний сармат).
2. Глины зеленовато-серые, песчанистые, в кровле залегает глауконитовый песок, среднезернистый, кварцевый . . . . . 25 см
3. Песчано-глинистая масса, зеленовато-серая, заключающая относительно крупные куски карбонатной руды со стяжениями манганита, нередко также гнезда глауконита и глины; встречаются обильные выделения тонкораспыленного пирита . . . . . 40 »
4. Карбонатная марганцевая руда крупнокусковая (до 50 см), образующая относительно выдержанный по простиранию пласт; карбонатная масса руды серо-стального цвета, кремнистая, плотная, с острым раковистым изломом, содержит манганитовые стяжения (до 25—30%), бурые, рыхлые, пористые, размер 3—70 мм (в среднем 25 мм) . . . . . 70 »
5. Глины серые с многочисленными стяжениями манганита размером до 3—7 см, количество которых меняется по простиранию . . . . 15 »
6. Глины зеленовато-серые, неясно слоистые, со скудными остатками створок пелеципод; встречаются редкие стяжения карбоната марганца . . . . . 15 »
7. Пласт карбонатно-манганитовой руды; обильные коричневато-бурые стяжения и рыхлые, землистые выделения манганита заключены в серовато-белой карбонатно-глинистой массе; количество окисных выделений от 30 до 80% общей массы; размер округлых манганитовых стяжений от 2 до 20 см (среднее 4—7 см) . . . . . 120 »
8. Глины зеленовато-серые с неясной микрослоистостью (2—10 мм), подчеркнутой выделениями в виде прослоек марганцевого карбоната; в верхней части залегают кусковатые выделения неправильной формы марганцевого карбоната . . . . . 40 »
9. Глины зеленовато-серые, неясно слоистые, пластичные в верхней части, с редкими стяжениями марганцевого карбоната . . . . . 30 »

10. Марганцевые карбонатные руды, массивные, крупнокусковатые образования, плотно прилегающие друг к другу и прослеживающиеся в виде пласта; на свежем сколе карбонатная масса имеет серостальной цвет с кремовым оттенком; включения манганитовых оолитов довольно редки . . . . . 50 см
11. Глины зеленовато-серые, неясно слоистые, с пятнистыми разводами черных гидроокислов марганца . . . . . 20 »
12. Руда карбонатная, местами окисленная, покрытая черными окисными выделениями, ячеистая, конкреционно-кусковатая; куски неправильной формы (25—30 см) представляют собой крепкую кремнисто-карбонатную массу с обильными включениями мелких (2—25 мм) окисных скорлуповатых бобовин; с поверхности бобовины покрыты оболочками черного сажистого пиролюзита; внутренние их части сложены плотным бурым манганитом; эти мелкие выделения составляют 25—30% от общей массы руды . . . . . 30 »
13. Песок, местами плотный песчаник, зеленовато-серый, крупно-среднезернистый, глауконитовый, постепенно переходящий в карбонатную, местами окисленную руду . . . . . 30 »
14. В основании пласта залегают глины серые с примесью глауконитового песка.

Таким образом, среди марганцевых руд Южно-Украинского бассейна карбонатные разности наименее изменены гипергенными процессами. Руды эти сохранили особенности своего состава, структуры, характер соотношений с вмещающими породами, т. е. ту сравнительно полную, слабо стертую дальнейшими постседиментационными процессами информацию, расшифровав которую можно представить обстановку седиментации этой части бассейна, среду и процессы их образования. В дальнейшем изложение материала ведется от относительно простых и ясных в генетическом отношении объектов — карбонатных руд — к окисным разновидностям, являющимся в большинстве своем продуктами их изменения.

Карбонатные марганцевые руды

Карбонатные марганцевые руды можно рассматривать как конкреционные несмотря на то, что в отдельных случаях относительно крупные (до 60 см), неправильных очертаний куски карбонатов марганца, плотно располагающиеся один относительно другого, прослеживаются на несколько десятков метров по простиранию.

Карбонатные руды по размерам и морфологии конкреционных образований можно подразделить на две группы:

1. Конкреционно-желваковые, характеризующиеся неправильно округлой формой нередко с узловато-бугристой поверхностью, кавернозностью, ноздреватостью; размеры 1—25 см. Обычно эти руды заключены в преобладающей глинисто-алевритовой массе.

2. Крупнокусковые руды, обычно неправильные по форме, угловатые, иногда линзовидных очертаний; размеры 15—60 см. Они характеризуются крупной (до 8 мм) кавернозностью, ячеистостью. Пустоты нередко выполняются глауконитом, манганитовыми выделениями, глинистым, карбонатно-глинистым веществом. Руды этого типа почти не встречаются в изолированном виде, а имеют характер слоевидных образований, в которых глинисто-алевритовый материал является незначительной примесью.

Основная масса рассматриваемых руд представлена серым, темно-серым скрытокристаллическим карбонатным веществом, в котором рассеяны тончайшие пылевидные частицы органического материала. Размер отдельного

карбонатного зерна примерно 0,005 мм. В большинстве конкреционно-желваковых и в меньшей мере в крупнокусковых рудах темно-серое скрытокристаллическое вещество имеет характер пятнистых, сгустковидных выделений правильных округлых, овально-вытянутых очертаний размером 0,2—0,4 мм. Подобные сфероидальные образования обычно сцементированы светло-серым относительно более крупнозернистым (0,01 мм) манганокальцитом.

В карбонатной массе присутствуют спикулы губок, замещенных карбонатным веществом, остатки раковин диатомовых, фосфатизированных костей рыб. Во многих случаях наблюдаются бурые выделения, представленные манганитом, размер их от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Эти выделения характеризуются колломорфным, концентрическим строением. Вмещающая карбонатная масса отчетливо корродирует, замещая подобные манганитовые выделения.

Несмотря на известную близость состава обоих типов карбонатных марганцевых руд, крупнокусковые разности отличаются следующими особенностями:

1) резким преобладанием (85—90%) однородной темно-серой скрытокристаллической массы;

2) основная масса относительно слабо перекристаллизована, изменена;

3) в основной карбонатной массе руды содержится незначительное количество различного рода включений (глауконит, манганит и др.).

Карбонатные руды слагаются не каким-либо одним, определенным карбонатным материалом, но несколькими фазами подобных соединений. К ним относятся: 1) темно-серое скрытокристаллическое вещество марганцевого карбоната основной массы, количество которого не менее 80%; 2) выделения светлого кристаллически-зернистого карбоната марганца, заключенные в указанной выше скрытокристаллической основной массе; 3) светло-серый мелкозернистый марганцевый карбонат, цементирующий во многих случаях обломки основной массы; 4) светлый, прозрачный карбонат, выполняющий трещинки, секущие основную массу. Количество карбонатных выделений обычно не превышает 10—20% (см. пункты 2—4).

О многофазности марганцевых карбонатов рассматриваемых руд позволяют судить данные их изучения в шлифах, кривые ДТА и результаты рентгенографических исследований.

Химический состав конкреционно-желваковых и крупнокусковых руд весьма близок; они различаются лишь по содержанию фосфора. В крупнокусковых разностях фосфора содержится обычно от 0,024 до 0,3%, тогда как в конкреционно-желваковых рудах редко превышает 0,07%. Отмечается существенная обогащенность фосфором темно-серых пелитоморфных составляющих руд с относительно повышенными количествами глинистого и органического вещества — до 2,16% фосфора. Количество минерального нерастворимого остатка обеих разновидностей меняется от нескольких процентов до 25—30%. Однако, как правило, содержание терригенной примеси в руде мало отражается на составе марганцевого карбоната.

В карбонатных рудах обычно содержится не более 20,0—41,41% MnO, что соответствует в пересчете на $MnCO_3$ 32,42—67,10%. Если, например, в темно-серой криптокристаллической карбонатной основной массе содержится 30,7% MnO (в пересчете на $MnCO_3$ 49,74%), то в светлом глинисто-карбонатном материале, играющем роль цемента, из того же штуфа руды содержится 19,50% Mn или 31,60% $MnCO_3$. Это карбонатное вещество более поздней генерации заметно обеднено родохрозитовой молекулой (молекулярное отношение $MnCO_3 : CaCO_3 = 0{,}59 : 1$).

Содержание закиси железа, связанного в карбонатную форму, в описываемых рудах обычно не превышает 1,56%, или в пересчете на $FeCO_3$ 2,52%. Между валовыми содержаниями марганца и железа и количествами нормативных молекул родохрозита и сидерита нет ясной корреляционной зависимости. Столь неопределенные соотношения этих двух компонентов могут объясняться двойственным характером железа. С одной стороны, растворение и перераспределение железа, связанного в гидросиликатную форму, при глубокой коррозии и замещении глауконитовых выделений карбонатной основной массы указывает на локальное обогащение сидеритовой молекулой карбонатной основной массы. С другой стороны, часть Fe^{2+} связывалась наряду с преобладающими количествами Mn^{2+} в карбонаты основной массы, которая является более поздним образованием, чем глауконитовые выделения. Таким образом, различия минеральных форм этих элементов — марганец присутствует почти нацело в карбонатной форме, железо — частично в карбонатной, но главным образом в виде глауконита, — определили основные черты химизма карбонатных марганцевых руд.

Для карбонатных руд Никопольского и Больше-Токмакского месторождений характерны следующие содержания [1] главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов [2] ($n \cdot 10^{-4}$%): Mn 15,81—31,32 (23,73); Fe 0,48—5,10 (1,31); P 0,008—0,630 (0,090); CO_2 22,56—35,08 (32,40); $C_{орг}$ нет — 0,88 (0,28); Cu 2—37 (14); Ni 17—147 (64); Co нет—29 (10); V 11—123 (28); Cr нет—15 (10).

Карбонатно-манганитовые руды

Текстуры карбонатно-манганитовых и собственно карбонатных руд весьма близки; еще более сходны состав и строение основной массы этих руд. Основная масса, обычно существенно преобладающая над манганитовыми включениями, представлена светлым, палево-серым марганцевым карбонатом, состоящим из неравномерно распределенных пятнистых выделений, нередко сферолитовых, концентрически слоистых образований, заключенных в светлом кремнисто-цеолитовом цементе. Реже встречаются разности, в которых основная масса слагается многофазной смесью микрозернистых карбонатных минералов, среди которых преобладают кальциевый родохрозит, манганокальцит, марганцевый кальцит, примесь терригенных зерен кварца, выделения глауконита, биоморфные фосфатизированные остатки. Общий состав основной массы изменяется от манганокальцита до кальциевого родохрозита (молекулярные отношения $MnCO_3 : CaCO_3$ изменяются от 0,16 : 1,00 до 3,78 : 1,00).

Манганитовые выделения этих руд неправильной округлой формы, с неровной бугристой поверхностью, размер их от долей миллиметра до 80 мм. Содержание манганитовых выделений 1—70%, в среднем около 25%. Эти образования характеризуются колломорфным, зонально-концентрическим строением; причем концентраты обладают неправильно-волнистыми контурами. Изучение этих выделений под микроскопом, а также при помощи ДТА и рентгенографии показывает, что в них главной фазой является манганит с примесью пиролюзита и карбонатов марганца (рис. 51).

Для понимания формирования рассматриваемых руд существенное значение имеют структурные соотношения манганитовых выделений с вмещающей их карбонатной массой. В образцах из рудного пласта, испытавшего слабые

[1] Здесь и далее в разделе «Месторождения марганца» в скобках даны средние содержания.

[2] К малым элементам относятся: Cu, Ni, Co, V, Cr.

гипергенные преобразования, нередко отчетливо видно, что карбонатная основная масса корродирует и замещает манганитовые выделения. Прожилки марганцевого карбоната секут, разделяя на неправильно угловатые фрагменты, некогда единое, концентрически слоистое манганитовое стяжение. Очевидно, манганитовые выделения сформировались раньше вмещающей их микрозернистой, карбонатной основной массы руды. Манганитовые выделения и глауконитовые глобули имеют довольно близкий характер соотношений с карбонатной основной массой, что указывает на их относительно раннее образование в обстановке со сравнительно более высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Карбонатная основная масса этих руд и манганитовые выделения характеризуются следующими содержаниями рудообразующих компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %): Mn 6,20—24,49 (18,26); 33,12—54,47 (44,42) *; Fe 0,72—3,00 (1,53); 0,60—2,34 (1,07) *; Mn : Fe = 11,93; 41,51 *; P 0,026—1,480 (0,306); 0,016—1,140 (0,253) *; CO_2 9,80—40,38 (25,60), 0,16—10,34 (3,73) *; $C_{орг}$ 0,04—0,35 (0,13); нет—0,11 (0,06) *; Ni 25—165 (67); 117—714 (334) *; Co нет—20 (9), 2—30 (16) *; Cu 6—25 (16), 17—65 (37) *; V 11—78 (37), 56—305 (118) *; Cr нет—21 (8), 1—37 (16) *.

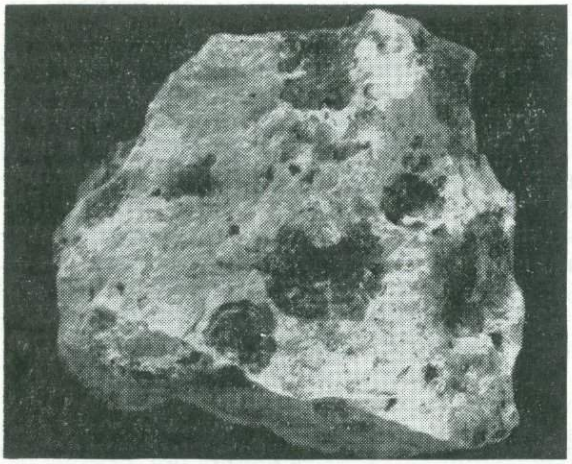


Рис. 51. Карбонатно-манганитовая руда. Манганитовые бобовины корродируются карбонатной основной массой. Никопольское месторождение, Марьевский карьер, южный забой, обр. 7017. Нат. вел.

Продукты окисления карбонатных и карбонатно-манганитовых руд

Гипергенное окисление отчетливо проявляется в пределах подзон окисных и смешанных руд, т. е. в северной части полосы развития марганцерудных отложений. Процесс гипергенного окисления карбонатных и манганитовых руд, очевидно, многостадиен, он начался к перерыву в отложении осадков, предшествовавшему накоплению надрудных яблочно-зеленых глин, последние стадии гипергенного окисления связаны с современным воздействием грунтовых вод, относительно богатых растворенным кислородом. В разрезе рудного пласта двух северных подзон Южно-Украинского марганцерудного бассейна можно наблюдать текстурные и структурные соотношения, отражающие все этапы перехода от первичных карбонатных, манганитовых руд до пиролюзитовых конкреционных образований — конечных продуктов изменения, в которых почти не сохранилось исходного материала карбонатных руд.

В результате изучения минерального состава руд, сложенных окислами и гидроокислами марганца, были выделены следующие типы руд: 1) манганито-

* Здесь и далее звездочкой обозначены манганитовые выделения.

вые, 2) пиролюзит-манганитовые; 3) пиролюзитовые; 4) полиперманганитовые. Каждый из выделенных типов подразделяется на текстурные разновидности (рис. 52, 53).

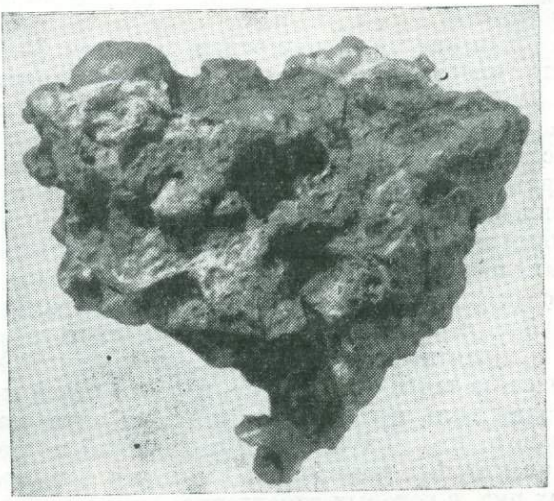


Рис. 52. Манганитовая руда, образовавшаяся в результате глубокого окисления карбонатных разностей, видны текстурные особенности (кавернозность, узловатая конфигурация) карбонатного желвака. В центральной внутренней части образца наблюдаются реликты кальциевого родохрозита. Ингулецкое месторождение, карьер Скилеватый, обр. 3141. Нат. вел.

Рис. 53. Пиролюзитовые оолиты, выделения в основной массе, сложенной окисным марганцевым веществом, остаточными продуктами окисления карбонатной руды (кварц-глинистый, реликтовый карбонатный материал). Никопольское месторождение, восточная часть, Грушевский карьер, обр. 7013. Увел. 3.

Манганитовые руды

Манганитовые руды как продукты окисления можно наблюдать в местах, сохранивших характерные текстурные и структурные черты исходных карбонатных руд. В этих случаях удается проследить последовательные стадии преобразования от небольших, пятнистых участков окисления карбонатов до относительно крупных выделений, почти нацело сложенных черным блестящим манганитом. Для подобных образований нередко характерны оолитоподобные, округлые формы выделений манганита концентрического метаколлоидного

строения, которые находятся в черной с буроватым оттенком основной массе. В последней встречаются реликты исходного карбоната марганца, пигментированные тонкорассеянными пылевидными частицами, состоящими из манганита, зерен кварца и глауконита, корродированных и замещенных манганитовым веществом.

Манганитовые конкреции размером 3—250 мм, образовавшиеся в результате гипергенного окисления, обычно характеризуются неправильно округлой формой с бугорчатой поверхностью, нередко наблюдаются уплощенные, вытянутые разновидности с прихотливыми наростами, кавернами (см. рис. 52). Они состоят из черного, довольно плотного вещества с ясной анизотропией и двуотражением в полированном шлифе. Для рассматриваемых образований типична концентрическая зональность, нередко осложненная деформациями, нарушениями метаколлоидного характера. Довольно часты крупные конкреции, представляющие собой агрегатные сростки более мелких стяжений. В центральных частях таких конкреций наблюдаются реликты мелкозернистого марганцевого карбоната и остаточного кварц-глинистого материала.

Вероятно в обстановке гипергенного переотложения марганцерудного вещества такие окисленные, глубоко измененные реликты исходного материала играли роль центров стяжения, на активизированных поверхностях которых происходила аккумуляция соединений марганца, приведшая к формированию манганитовых конкреций. Наряду с формированием так называемых остаточных руд, в которых гипергенное окисление не стерло текстурных и структурных черт, присущих исходным марганцевым карбонатам, подавляющее большинство конкреционных манганитовых руд образовалось при известном переносе марганца из окружающих частей рудного пласта.

В местах скопления манганитовых конкреций, заключенных в светлой зеленовато-серой глинисто-алевритовой массе, в наиболее плотных участках последней, встречаются реликты карбонатных руд и линзовидные прослойки, сложенные белесовато-серым мучнистым карбонатным веществом. Изучение шлифов этих пород показало, что это вещество является остаточным карбонатно-глинистым материалом, сохранившимся после глубокого разложения карбонатной марганцевой руды. В составе этого вещества наблюдаются также новообразованные кристаллики цеолитов (клиноптилолита).

Иногда в составе манганитовых конкреций, так же как и во вмещающей глинисто-алевритовой массе, встречаются относительно крупные (до 50 мм) баритовые стяжения, сложенные звездчатыми, сферолитовыми агрегатами таблитчатых кристаллов.

Для рассмотренных никопольских манганитовых руд, отделенных от вмещающих пород и землистых разностей, характерны следующие содержания главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %): Mn 33,13—59,39 (51,16); Fe 0,16—2,04 (0,57); P нет—0,120 (0,022); CO_2 нет—5,54 (0,60); $C_{орг}$ нет—0,48 (0,12); Cu 10—70 (41); Ni 80—875 (328); Co 6—100 (34); V 33—134 (68); Cr 1—28 (10).

Пиролюзит-манганитовые руды

Пиролюзит-манганитовые руды по структурным и текстурным особенностям весьма близки с рассмотренными выше манганитовыми разновидностями. От последних они отличаются лишь заметно большим содержанием пиролюзита, который присутствует в виде прожилков, реакционных каемок по манганитовым выделениям и в форме обособленных выделений — продуктов более глубокого окисления исходного материала.

Пиролюзитовые руды

Пиролюзитовые руды являются конечными, устойчивыми в гипергенных условиях продуктами окисления карбонатных, либо манганитовых разностей. По текстуре они сходны с окисленными манганитовыми рудами. Однако среди пиролюзитовых руд довольно широко распространены оолитовые, бобовые и мелкоконкреционные разности (см. рис. 53). Они представлены стяжениями неправильно округлой формы размером от долей миллиметра до 100 мм, находящимися в остаточной землистой массе черного цвета, сложенной гидроокислами марганца, кварц-глинистым материалом и реликтами карбонатного вещества. Сравнительно реже встречаются пиролюзитовые конкреции (до 25 см) в глинисто-алевритовой массе рудного пласта. Нередко в центральных частях пиролюзитовых выделений наблюдаются отчетливые структуры раскристаллизации метаколлоидов, в ядре которых видны реликтовые участки манганитового и карбонатного состава.

В пределах сравнительно ограниченной части рудного пласта удается проследить все стадии перехода от слабо измененных карбонатных руд через манганитовые разности до почти чистых пиролюзитовых образований (например, Марьевский карьер западной части Никопольского месторождения). Пиролюзитовые руды представляют собой, как правило, смесь собственно пиролюзита, как главной преобладающей фазы, и заметно подчиненных количеств соединений полиперманганитового и манганитового состава.

О четкой локализации пиролюзитовых руд в пределах Никопольского месторождения судить трудно. Обычно в рудном пласте наряду с пиролюзитовыми рудами встречаются менее измененные, или не столь глубокоокисленные манганитовые, полиперманганитовые разности, реликты карбонатного материала. Однако в северной части подзоны окисных руд, где абсолютные отметки подошвы марганцерудного пласта характеризуются относительно высокими значениями (обычно +6, +10 м выше уровня моря), пиролюзитовые руды развиты шире, чем в более погруженных участках этой подошвы. Очевидно, участки развития пиролюзитовых руд были более доступны воздействию агентов гипергенного выветривания. Основной водоносный горизонт месторождения совпадает с подрудными песками и алевритами олигоцена, а в некоторых участках (Западно-Никопольская рудоносная площадь, Грушевско-Басанский участок) грунтовые воды этого горизонта интенсивно насыщают рудный пласт, сложенный окисными рудами. Питание этого горизонта водами осуществляется из надрудных древнеаллювиальных песков.

Для рассмотренных руд, отделенных от вмещающей массы, характерны следующие содержания главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$): Mn 31,59—59,21 (47,53); Fe 0,36—1,95 (0,92); P нет—0,040 (0,016); CO_2 нет—1,96 (0,31); $C_{орг}$ нет—0,27 (0,09); Cu 10—125 (38); Ni 156—500 (306); Co нет—60 (20); V 22—190 (91); Cr нет—18 (7).

Полиперманганитовые руды

К полиперманганитам, согласно Е. Роде (1952), относятся соли марганцеватистой кислоты, ангидритом которой является двуокись марганца. К ним относятся минералы, относимые рядом авторов к псиломеланам. Однако в настоящее время под названием псиломелан понимаются существенно различные по составу соединения: Л. Рамсделл (Ramsdell, 1932) рассматривает как «истинный псиломелан» калиевую разность, названную Е. Ричмондом и М. Фляйшером (Richmond, Fleischer, 1942) криптомеланом. Х. Штурнц (1962 г.) псило-

мелан рассматривает как барийсодержащий полиперманганит, наряду с другими разновидностями данной модификации MnO_2.

Среди марганцевых руд Южно-Украинского бассейна полиперманганитовые образования распространены сравнительно широко. Однако руды, сложенные исключительно полиперманганитовыми минералами, встречаются редко. Значительно шире развиты полиперманганитовые выделения, находящиеся в смеси с манганитом, пиролюзитом и остаточным карбонатно-глинистым материалом.

Чаще всего полиперманганитовые руды встречаются в виде черных землистых агрегатов, либо блестящих, крепких корочек окисления по манганитовым и карбонатным разностям. Иногда наблюдаются почковидные, натечные образования, сложенные крепким, темно-серым веществом, с отчетливой отражательной способностью и характерными красными и бурыми внутренними рефлексами. Данные рентгеноструктурного анализа, ДТА, химического анализа позволяют считать, что наиболее часто среди минералов данной группы встречаются криптомелановые (калиевые) и собственно псиломелановые (бариевые) разности. Отмечаются также руды, сложенные тодорокитом и бернесситом.

Полиперманганитовые образования представляют собой продукт окисления более восстановленных соединений марганца. Однако по полиперманганитовым выделениям при их дегидратации нередко развивается пиролюзит. Наряду с этим наблюдались и иные соотношения: в участках обильной циркуляции вод по пиролюзиту образуются рыхлые колломорфные натеки, сложенные гидратированными разностями MnO_2 с поглощенными катионами.

Наблюдаемые соотношения продуктов окисления карбонатных и манганитовых разностей, данные экспериментов по синтезу полиперманганитовых соединений (Роде, 1952), дают основание считать, что полиперманганитовые руды формировались главным образом в результате поглощения из растворов ионов щелочных, щелочноземельных и других металлов гидратированной двуокисью марганца. Последняя образовалась при окислении более восстановленных соединений.

Полиперманганитовые руды характеризуются следующими содержаниями главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$%): Mn 25,17—48,14 (35,32); Fe 0,45—2,40 (1,43); P 0,011—0,090 (0,031); CO_2 нет—2,86 (1,02); $C_{орг}$ нет—0,30 (0,12); Cu 15—125 (48,1); Ni 70—352 (190,7); Co 6—146 (71,4); V 6—200 (81,4); Cr нет—20 (11,0).

Условия образования месторождений

Рассматриваемые марганцевые руды формировались в обстановке весьма стабильного тектонического режима. Они локализованы в самой верхней части южного склона Украинского кристаллического щита (северная окраина Причерноморской впадины) в непосредственной близости от областей размыва. Седиментация в области накопления марганцерудных осадков характеризовалась относительно низкими темпами (мощности олигоцена не превышают 20 м) по сравнению со смежными регионами Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин, где мощности синхронных отложений в 10—20 раз больше. Анализ палеогеографической ситуации нижнеолигоценового времени показывает, что марганцерудные осадки накапливались в мелководной части огромного бассейна среди архипелага островов, протянувшихся между крупными континентальными участками примерно на 250 км. К северу от месторождений находились области низменных, прибрежных заболоченных равнин, в которых проис-

ходило угленакопление. В них в виде узких заливов-эстуариев врезались участки мелкого моря. Южнее обстановка приморских заболоченных равнин сменялась морским мелководьем.

В пределах зоны месторождений олигоценовые отложения характеризуются трехчленным строением. Подрудные осадки представлены главным образом песками, алевритами ортокварцитового состава со значительным содержанием глауконита. Обычно эти отложения с ясно выраженным размывом залегают на разных горизонтах подстилающих пород. Рудный пласт сложен кварцевыми песками, алевритами, глинами, в которых заключены линзовидные слои и конкреции марганцевых руд. Надрудные отложения состоят главным образом из глин с примесью глауконита, тонкорассеянного растительного детрита. Время накопления марганцевых руд соответствует началу нижнеолигоценовой трансгрессии.

По мере погружения ложа кристаллического щита Причерноморской впадины мощность отложений, представленных преимущественно глинами и алевритами, возрастает до 200—500 м. В этом направлении наблюдается переход к открытому морскому олигоценовому бассейну Южной Европы.

Анализ данных, отражающих соотношения форм рельефа кристаллического ложа и мощностей рудного пласта, определенно показывает, что марганцерудные осадки накапливались, как правило, во впадинах, эрозионных углублениях фундамента, выклиниваясь по направлению к локальным его выступам. Этот процесс протекал на фоне резко ослабленной терригенной седиментации, вследствие чего в зоне месторождений рудные компоненты не разубоживались кластическим, глинистым материалом, как это наблюдается, например, в зоне дальнего выклинивания.

Очевидно, лишь карбонатные и карбонатно-манганитовые руды можно рассматривать как первичные образования, не изменившиеся под действием гипергенного преобразования. Коррозия и замещение манганитовых бобовин карбонатом основной массы указывают на более раннюю стадию генерации этой гидроокисной фазы. Вопрос о первичном происхождении пиролюзитовых и полиперманганитовых руд остается дискуссионным и рассмотрен выше.

Данные изучения процессов рудообразования в мелководных внутренних морях, экспериментальные исследования этих явлений, а также анализ конкретного материала олигоценового бассейна позволяют наметить общую схему формирования руд. Из коры выветривания, развивающейся преимущественно на докембрийских метабазитах, происходил вынос марганца в форме металлоорганических соединений совместно с органическими взвесями. Сравнительно слабая разрушенность ассоциирующих кластических минералов и гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глин свидетельствуют скорее о кислотно-органическом выщелачивании материнских пород (главным образом, нижнепротерозойских метабазитов), чем о глубоком развитии коры выветривания. В участках эрозионных углублений морского мелководья соединения марганца накапливались, по-видимому, первоначально в форме гидроокислов-манганитов, и, возможно, не сохранившихся до настоящего времени полиперманганитов.

Среди современных водоемов, где протекают процессы формирования марганцевых руд, не известно аналогов, близких данному олигоценовому бассейну. Однако в Рижском и Финском заливах Балтийского моря формируются значительные накопления гидроокисных железо-марганцевых руд, с частичным развитием в них карбонатов. Результаты изучения процессов рудообразования в современных водоемах и наблюдения в зоне развития руд Никопольского месторождения позволяют считать, что первичными в этом олигоценовом

9 Заказ 485

бассейне были гидроокисные образования марганца. Последние, в результате диагенетических процессов, при наличии значительных количеств органического вещества, преобразовывались в карбонаты этих металлов. Небольшие количества железа связывались в гидросиликатную форму — глауконит, главные же

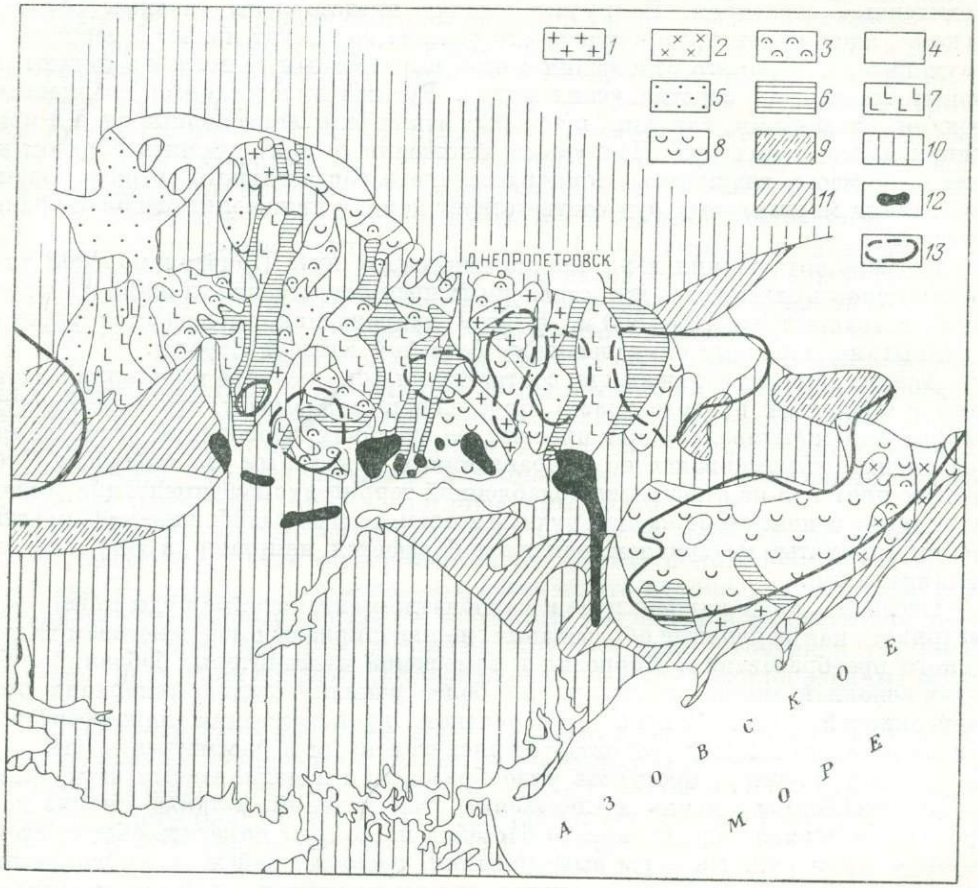


Рис. 54. Схема площадей развития метабазитовой и саксаганской серий на доверхнеэоценовую поверхность и нижнеолигоценовых марганцерудных залежей.

1 — новоукраинские граниты коростеньского комплекса; *2* — рапакиви и граниты коростеньского комплекса; *3* — гранитоиды буковинско-оснинского комплекса; *4* — архейские и протерозойские образования; *5* — серые средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, реже аплито-пегматитовые граниты; *6* — саксаганская и метабазитовая серии; *7* —гнейсы и мигматиты ингуло-ингулецкой гнейсовой серии; *8* — гнейсо-мигматитовая толща; *9* — отложения верхнего мела; *10* — отложения бучакской свиты; *11* — предполагаемые отложения бучакской свиты; *12* — нижнеолигоценовые марганцерудные залежи; *13* — предполагаемая нижнеолигоценовая суша

массы этого компонента были рассеяны в виде глинистых, терригенных минералов.

Таким образом, формирование первичных руд в Южно-Украинском бассейне происходило в две стадии: 1) накопление в форме гидроокисных соединений, в обстановке окислительных значений Eh и при сравнительно интенсивном поступлении рудообразующих компонентов из придонной воды; 2) преобразование в карбонатные формы, в стадию диагенеза, при трансформации в восста-

новительной среде первичного осадка гидроокислов марганца. В результате постолигоценовых континентальных перерывов, под действием грунтовых вод в относительно приподнятых участках месторождений протекали гипергенные процессы, происходило формирование окисленных руд: пиролюзитовых, полиперманганитовых, манганитовых.

В формировании грандиозных по запасам марганцевых руд Южно-Украинского олигоценового бассейна весьма существенную роль играли специфичные материнские породы. Установлено, что границы распространения полосы марганцерудных осадков и нижнепротерозойских основных метавулканитов примерно совпадают (рис. 54). Марганцевые месторождения приблизительно соответствуют располагающимся севернее (палео-гипсометрически выше) участкам развития метабазитов: Ингулецкое месторождение, участок Апостолово-Шолохово располагается к югу от Криворожско-Кременчугского прогиба; Никопольское месторождение — к югу от Верховцевско-Никопольского прогиба, Больше-Токмакское месторождение — к югу и юго-востоку от Орехово-Павлоградского, Белозерско-Запорожского и Корсак-Гуляйпольского синклинориев («Атлас палеогеографических карт...», 1960).

Если в гранитоидах Украинского кристаллического щита, по данным ряда авторов, содержание марганца и железа соответственно не превышает 0,03 и 2,79%, то в амфиболитах, хлоритовых и тальковых сланцах содержание марганца возрастает до 0,99, а железа до 26,13%. Таким образом, материнскими породами, поставлявшими рудообразующие компоненты в Южно-Украинский олигоценовый бассейн, были преимущественно метабазиты и породы железорудно-кремнисто-сланцевой серии. Этот вывод подтверждается и относительно повышенными концентрациями никеля, кобальта и меди в олигоценовых осадках. Эти характеристики существенно отличны для синхронных отложений близких фаций Днепровско-Донецкой впадины, которые представляют собой продукт разрушения гранито-гнейсов северо-восточного борта Украинского щита (Варенцов, 1964; Варенцов и др., 1967).

ГРУЗИНСКИЙ НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЙ БАССЕЙН (ЧИАТУРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Чиатурское месторождение марганцевых руд относится к числу крупнейших в Советском Союзе. По запасам кондиционных руд оно уступает лишь Никопольскому и Больше-Токмакскому месторождениям Южно-Украинского олигоценового марганцерудного бассейна.

Чиатурское и другие, весьма близкие по возрасту и условиям образования, нижнеолигоценовые месторождения Грузии (Чхари-Аджаметское, Шкмерское и др.) локализуются преимущественно близ Дзирульского кристаллического массива. Районы накопления марганцерудных отложений можно рассматривать, как тектонически относительно устойчивые, относящиеся к стабильному срединному участку геосинклинали — Грузинской глыбе.

В геологическом строении района Чиатурского месторождения принимают участие стратиграфически широкий комплекс пород: гранитоиды, габброиды, кристаллические сланцы докембрия, нижнего палеозоя; песчаники, известняки лейаса; порфиритовые образования байоса; карбонатно-терригенные отложения мелового возраста и третичные, преимущественно кластические осадки (палеоцен — сармат, рис. 55).

Марганцерудный горизонт, стратиграфически соответствующий нижним слоям олигоцена, трансгрессивно залегает на подстилающих породах. В пределах месторождения марганценосные отложения полого расположены на

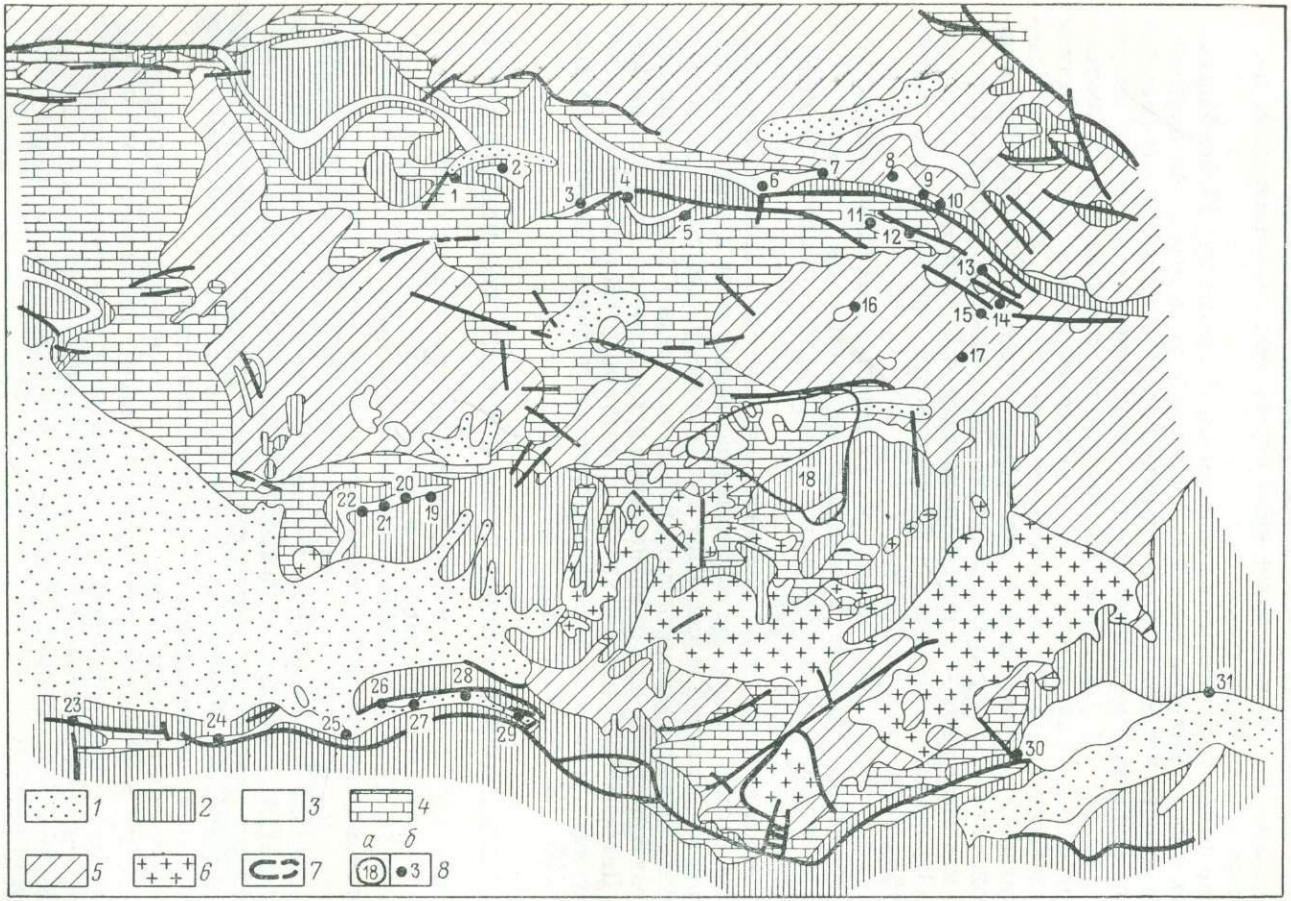


Рис. 55. Схематическая геологическая карта Дзирульского марганцерудного района. По *Г. Авалиани* (1967)

1 — четвертичные отложения; *2* — глины, песчаники, мергели, вулканогенные образования палеогена и неогена; *3* — глины и песчаники майкопской серии; *4* — известняки, мергели, глины, песчаники, вулканогенные образования мела; *5* — песчаники, известковистые песчаники, известняки, глины, вулканогенные образования юры; *6* — докембрийские и палеозойские интрузивные и эффузивные породы Дзирульского массива; *7* — тектонические нарушения; *8* — марганцевые месторождения (*а*) и рудопроявления (*б*): 1—17 Шкмерская группа, 18 — Чиатурское, 19—22 — Чхари-Аджаметское, 23—29 — Маяковской полосы, 30—31 — Квена-Ткоца

верхнемеловых известняках с общим нечетко выраженным восточным падением, не превышающим нескольких градусов (рис. 56). В окраинных северных частях месторождения (участки Ргани, Мгвимеви, Дарквети, Сареки) наблюдаются

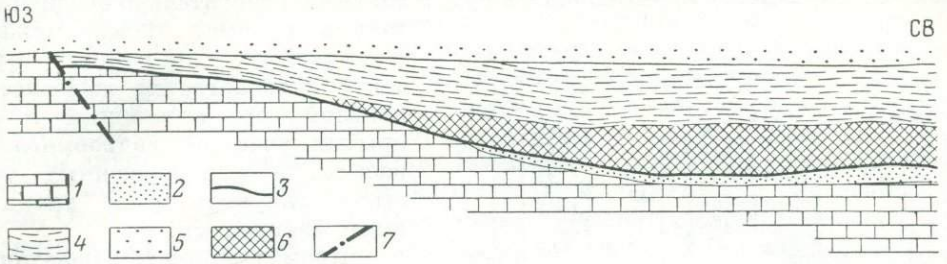


Рис. 56. Схема строения олигоценовой толщи. По *А. Бетехтину* (Чиатурское м-ние марганца, 1964). *1* — верхнемеловые известняки; *2* — подрудные кварцевые пески и песчаники; *3* — марганценосный горизонт; *4* — сланцеватые спонголитовые породы; *5* — чокракские пески; *6* — глины; *7* — главный сброс

крутые углы: на некоторых участках (Перевеси, Зеда-Ргани и др.) рудный горизонт нарушен сбросами амплитудой до нескольких метров. Изучение рельефа поверхности рудного горизонта позволяет выявить слабую волнистость с пологими брахискладками; образование этих форм датируется плиоценом (рис. 57).

Олигоценовые отложения месторождения отчетливо подразделяются на подрудные, рудный горизонт и надрудные (рис. 58).

Подрудные отложения в большинстве случаев несогласно лежат на эродированной поверхности верхнемеловых известняков. В их основании располагается базальный конгломерат мощностью 0,15—0,50 м; над ним — кварц-аркозовые, слюдистые песчаники. К востоку и северо-востоку мощность песчаников увеличивается до 30 м.

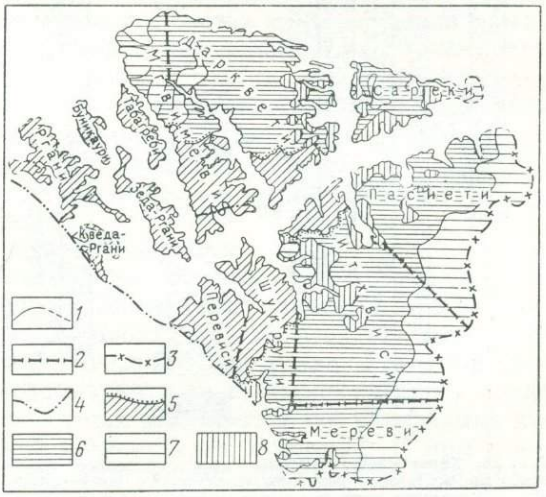


Рис. 57. Схема мощностей марганценосного горизонта Чиатурского марганцевого месторождения.

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

Марганценосный горизонт представлен перемежаемостью рудных слоев с прослоями опоковидных песков и глин. В продуктивной части рудного горизонта число рудных слоев меняется от 3 до 18, достигая местами 25 (нагорья Итхвиси, Дарквети и др.). Мощность рудных слоев 1—50 см, безрудных слоев до 1 м. Слои имеют характер уплощенных линз, прослеживающихся по простиранию на 200 м и более. Общая мощность рудного горизонта изменяется от 0 до 14 м, в среднем 4,2 м. Число и мощность безрудных прослоев широко варьируют в различных участках месторождения — в северо-восточном направлении

заметно возрастают; мощность рудных слоев, наоборот, увеличивается в западном направлении.

В рудном горизонте отчетливо выделяются две части: нижняя, заключающая основную массу промышленных руд, и верхняя, относительно обедненная такими рудами. Между нижней и верхней частями рудного горизонта располагается железистый прослой, представленный в открытых участках гидроокислами железа, а в погруженных участках глауконитом и хлоритовыми минералами.

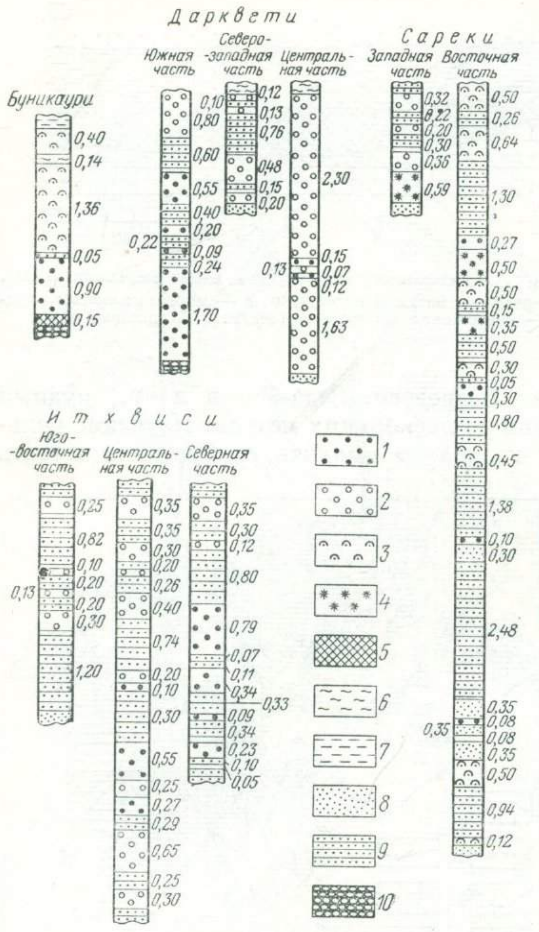


Рис. 58. Характерные разрезы марганценосного горизонта по отдельным участкам Чиатурского месторождения (Чиатурское месторождение марганца, 1964)

1 — окисные промывочные руды; *2* — карбонатные руды; *3* — окисленные руды; *4* — марганцовистые песчаники; *5* — руды «мцвари» (оолитовые окисные руды, сцементированные кристаллическим кальцитом гидротермального происхождения); *6* — глины; *7* — спонголитовые песчаники; *8* — пески; *9* — песчаники; *10* — конгломераты

Кроме кварц-полевошпатовых компонентов в составе рудовмещающих песчаников отмечается значительное содержание петрокластического материала (обломки гранитоидов, эффузивных пород, глинистых сланцев). А. Махарадзе, Р. Чхеидзе (1971) указывают на наличие в составе рудного горизонта глауконитовых туфов, туффитов, прослоев опок, спонголитов, кремнисто-цеолитовых туффитов.

На месторождении отчетливо выражена минеральная зональность руд, особенности которой, как и вмещающих отложений, отражают фациальную обстановку их формирования. Так, в относительно приближенных к берегу марганцерудных отложениях западных участков месторождения (нагорья Ргани, частично Западного Перевиси) развиты окисные руды, представленные пиролюзитом и полиперманганитовыми минералами. При переходе к относительно более глубоководным участкам в рудных прослоях увеличивается количество манганитовых руд (бурая белта). Последние широко развиты на нагорьях Зеда-Ргани, Северный Перевиси, Шукрути и Мгвимеви. По мере относительного погружения дна олигоценового рудоносного бассейна (северо-восточные и восточные окраины месторождения) появляются карбонатные марганцевые руды в форме желваков, оолитов, цемента песчаников, в сравнительно глубоководных участках они развиты более широко.

Промышленно наиболее ценные окисные руды развиты преимущественно в западной и особенно в центральной частях Чиатурского месторождения (на-

горья Перевиси, Шукрути, Зеда-Ргани и др.). В восточном направлении происходит существенное обеднение этих руд, а в восточной и северной частях месторождения они полностью выклиниваются.

Подобный характер связи состава и строения рудного горизонта с фациальной обстановкой определенного участка месторождения отвечает главным образом нижней, наиболее продуктивной, его части. Для верхней, более бедной, части пласта общая тенденция фациальных изменений сохраняется, однако переход от одних типов осадков и руд к другим происходит на относительно более коротких расстояниях. Первичноокисные руды, представленные манганитом, развиты лишь на отдельных участках (Ргани, Перевиси), причем наряду с окисными рудами встречаются также желваковые карбонатные и окисленные разности. Отмечаются факты фациального несоответствия нижней и верхней частей рудного горизонта: например, в пределах ряда участков (Мгвимеви, Даркveти, Итхвиси и др.) рудные слои верхней части продуктивного горизонта почти нацело сложены карбонатными разностями, под которыми располагаются слои, представленные первичноокисными марганцевыми рудами. В тех случаях, когда карбонатные марганцевые руды выходят на поверхность, либо доступны воздействию грунтовых вод, на них развивается зона окисления, ширина которой достигает нескольких десятков метров.

Над рудоносным горизонтом в западной части месторождения (фациально относительно мелководной, приближенной к источникам рудного, седиментационного материала) залегают глинистые и спонголитовые песчаники мощностью до 30 м. В восточной и северо-восточной частях месторождения между марганцерудным горизонтом и спонголитовыми песчаниками, которые постепенно сменяются глинами (до 10 м), появляются глины типа майкопских (средний олигоцен; Лалиев, 1964), мощность до 10 м. Главным глинистым минералом этих пород является монтмориллонит с примесью гидрослюды. А. Махарадзе и Р. Чхеидзе (1971) указывают на широкое развитие в составе надрудных пород кремнисто-цеолитовых туффитов со спонголитами, которые на восток латерально замещаются майкопскими глинами.

Общая мощность олигоценовых отложений 110 м.

В Чиатурском месторождении главные промышленные запасы представлены первичноокисными и карбонатными рудами. Значительная часть (18%) в балансе запасов принадлежит окисленным рудам, продуктам гипергенного изменения манганитовых и карбонатных разностей. Незначительно развиты метаморфизованные руды (нагорье Перевиси), локализующиеся в приконтактовых зонах базальтоидных даек. В районе месторождения выделяются так называемые инфильтрационные руды, представленные гидроокислом марганца. К ним относятся выделения гидроокислов марганца, импрегнирующие прослои песчаников и кремнистых пород в зоне окисления карбонатных и манганитовых руд. Сравнительно часто встречаются выделения пиролюзита, псиломелана, играющие роль цемента, либо четко выраженных, обособленных прослоев в подрудных песчаниках, подстилающих продуктивный горизонт.

Первичноокисные руды

Первичноокисные руды развиты главным образом в западной и центральной частях месторождения. Среди них выделяются несколько подтипов.

Оолитовые (вкрапленные) руды существенно преобладают и составляют 47% в балансе запасов. Среди них различают две разности: 1) руда, сложенная твердыми оолитами пиролюзитового, псиломеланового состава; 2) руда,

состоящая из относительно мягких оолитов (твердость 1—3), представленных бурым манганитовым веществом («бурая белта») и черным пиролюзитовым материалом («черная белта»). Размеры оолитов от долей миллиметра до 20 мм, в среднем 2—5 мм. Цементом оолитовых (вкрапленных) руд является кремнистый материал с примесью кварцевых, полевошпатовых частиц, обломков спикул губок, растительного детрита.

В сырой руде содержится Mn от нескольких процентов до 35%, а SiO_2 25—55%.

Бурая и черная разности руды «белта», представленные соответственно манганитовым и пиролюзитовым веществом, мало отличаются по составу; они содержат (в %): Mn 45—52, Fe 0,7—1,2; P 0,1—0,22, SiO_2 7—12.

Разновидность «пласти», относительно ограниченно распространенная на месторождении, представляет собой массивную черную руду оолитового строения. Обычно она образует отчетливо выраженные прослои. Главными минералами являются пиролюзит и псиломелан. Содержания основных компонентов этой руды изменяются довольно в широких пределах (в %): Mn 45—58; Fe 0,5—1,0; P 0,10—0,18; SiO_2 3—18.

Руда «сацхрили» отличается от широко распространенных оолитовых разновидностей наличием кусочков массивной разности («пласти»), размер которых до нескольких сантиметров. Подобные руды образуют самостоятельные прослои, нередко чередующиеся с другими разновидностями.

Руда «жгали» мало отличается от обычных оолитовых руд, характеризуется более крепким кремнистым цементом.

«Мцвари» является одной из местных разновидностей оолитовых руд с цементом, состоящим из кристаллически-зернистого кальцита гидротермального происхождения.

Указанные разности руд встречаются главным образом на участках интенсивного развития кальцитовых гидротермальных жил (нагорья Ргани, Перевиси).

Карбонатные руды

Карбонатные руды составляют 39% баланса запасов всех руд месторождения. Они развиты преимущественно в северо-восточных участках, где располагаются главным образом в верхней части рудоносного горизонта. Карбонатные руды образуют прослои (до 0,5 м), чередующиеся с песчано-кремнистыми, опаловыми, карбонатно-опаловыми породами. Мощность верхней части рудоносного горизонта, содержащей карбонатные руды, 0,5—2,0 м. Выделяются две разности: 1) оолитовые руды, в которых оолиты представлены карбонатами марганца; 2) сложные руды оолитового или массивного тонкозернистого строения. Размеры оолитов от одного до нескольких миллиметров. Форма и строение оолитов карбонатных и окисных руд весьма близки. Главными минералами этих руд являются манганокальцит, кальциевый родохрозит, кальцит, опал, отмечаются также барит, гипс, сульфиды железа. Основные компоненты содержатся в следующих количествах (в %): Mn 10—30%; Fe 2—4; P 0,1—0,3; SiO_2 5—40; CaO 10—35; CO_2 20—32.

Окисленные руды

Окисленные руды представляют собой продукты гипергенного окисления, встречаются на участках, где карбонатные руды вскрываются на поверхности. Они представлены гидратированными окислами марганца, иногда встречаются

гидроокислы железа, опал, реликтовые остатки исходных руд. Содержания главных компонентов в этих рудах следующие (%): Mn 30—35; Fe 2—5; SiO_2 8—35. К окисленным рудам следует отнести и пиролюзитовые образования («черная белта»), развивающиеся по манганитовым рудам («бурая белта»).

Условия образования месторождения

Чиатурское месторождение принадлежит к числу месторождений, относительно несложных по геологическому строению и возможностям проведения реконструкции условий образования. Исследователи, изучавшие различные аспекты геологии Чиатур, по существу не расходятся в главном выводе: месторождение представлено осадочными образованиями, накапливавшимися в нижнеолигоценовое время в прибрежной зоне мелководного морского бассейна. Анализ палеогеографической обстановки показывает, что рудонакопление происходило в окраинной части водоема — в широком заливе, переходящем в восточном и северо-восточном направлениях в относительно открытый бассейн.

По мнению ряда исследователей (Бетехтин, 1946, 1964; Авалиани, 1964 г., 1967; Страхов и др., 1968; Икошвили, 1971 и др.), источником марганцерудного и седиментационного материала могли быть преимущественно породы, слагающие чехол Грузинской глыбы: аркозовые толщи лейаса, вулканические свиты байоса и собственно кристаллические породы Дзирульского массива. Г. Дзоценидзе (1965), А. Махарадзе и Р. Чхеидзе (1971) полагают, что источником марганца являлись гидротермальные растворы, поступавшие на дно бассейна из Аджаро-Триалетской геосинклинали. Вулканические очаги и центры гидротермальной деятельности располагались к югу и запад-юго-западу от рудоносного бассейна.

В рудоносном горизонте наблюдается отчетливо выраженная геохимическая зональность, хорошо согласующаяся с изменениями в обстановке седиментации. По мере перехода от относительно прибрежных, мелководных условий к более глубоководным происходит последовательная смена окисных руд (пиролюзитовых, псиломелановых) манганитовыми и затем карбонатными. Наряду с этим отмечается общее увеличение мощности рудного горизонта и возрастание количества терригенно-кремнистых безрудных прослоев. По механизму формирования чиатурские руды близки к рудам Никопольского месторождения. Карбонатные разности образовывались в стадию диагенеза, когда исходные накопления окисных форм марганца в относительно восстановительной среде, при достаточных количествах CO_2, продуцируемого в результате распада органического материала, связывались в карбонатные соединения. Окисные руды сохранились в относительно хорошо аэрируемой части бассейна, причем в формировании рудных концентраций окисных соединений марганца ведущая роль принадлежала процессам автокаталитического окисления растворенных форм этого металла.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-УРАЛЬСКОГО ПАЛЕОЦЕНОВОГО БАССЕЙНА

С глауконит-кварцевой песчано-глинистой формацией связаны сравнительно небольшие, но многочисленные месторождения нижнепалеоценовых карбонатных марганцевых руд Северного Зауралья (Бурмантовское, Тыньинское, Лозьвинское, Юркинское, Полуночное, Березовское, Ивдельское, Вишерское, Марсятское, Колинское и др.), располагающиеся в краевой части эпигерцинской плиты. Входя в состав единого Северо-Уральского марганцерудного бассейна,

они в виде узкой прерывистой полосы рудоносных осадков прослеживаются вдоль восточного склона Северного Урала более чем на 200 км. В строении бассейна отчетливо выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный осадочными, эффузивными и интрузивными палеозойскими (среднедевонскими и верхнесилурийскими) породами фундамента с развитыми на них корами выветривания, и верхний, в составе которого выделяются мезо-кайнозойские отложения чехла.

Породы фундамента в северной части рудоносной полосы (Бурмантовское месторождение) представлены преимущественно пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми сланцами и известняками; в центральной ее части (Тыньинское и Южно-Ивдельское месторождения) — порфиритами, пирокластическими образованиями с прослоями сланцев, известняков, альбитофиров, диабазов; в южной части полосы

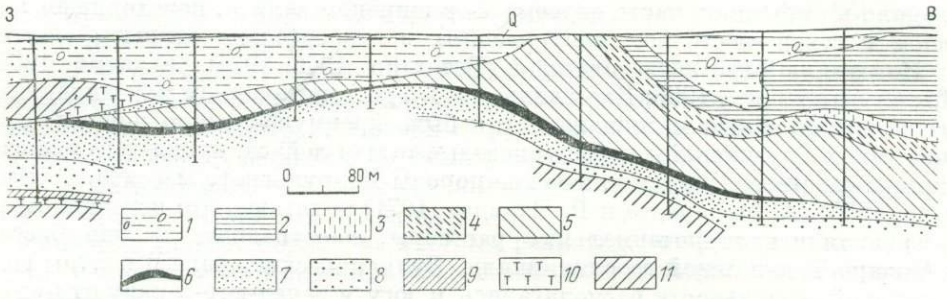


Рис. 59. Геологический разрез Ивдельского месторождения По *С. Рабинович* (1971)

1 — четвертичные отложения; *2* — глинистые породы среднего и верхнего эоцена; *3* — опоки, опоковые песчаники и диатомиты нижнего эоцена; *4* — опоковидные глины и аргиллиты верхнего палеоцена; *5* — диатомиты и аргиллиты нижнего палеоцена; *6* — марганцевая (полуночная) пачка нижнего палеоцена; *7* — пески глауконит-кварцевые, глинистые, монтмориллонитовые, аргиллиты и глинистые диатомиты сантона; *8* — апт-альбские пески, алевриты и глины; *9* — галечники, пески, алевриты и глины юры; *10* — кора выветривания палеозойских пород; *11* — породы палеозоя

(в районах Марсятского и Колинского месторождений) — серпентинитами, габбро, диоритами, гранитами и гранодиоритами. Все они интенсивно дислоцированы, смяты в крутые складки, разбиты системой разрывных нарушений.

Мезо-кайнозойские отложения в процессе их формирования часто образовывали унаследованные структуры, зависящие от палеорельефа палеозойских пород. Геологический разрез через Ивдельское марганцевое месторождение на котором видна структура облекания выступа рельефа палеозойского фундамента, показан на рис. 59. Коры выветривания (триас-юрские) на породах фундамента развиты неравномерно, мощности их изменяются от 1—2 до нескольких десятков метров.

В южной части бассейна (Серовская площадь) на серпентинитах в верхней зоне коры выветривания произошло накопление охристых и глинисто-охристых латеритообразных продуктов, характеризующихся повышенным содержанием железа, никеля и кобальта (Рабинович, 1971).

В составе юрских, меловых и третичных пород выделяются как континентальные, так и морские отложения. Суммарные мощности осадков возрастают с юга на север и с запада на восток, достигая в районе Бурмантовского месторождения 700 м. Юрские отложения, представленные всеми тремя отделами, выделяются по спорово-пыльцевым комплексам и распространены по всей территории Северо-Уральского бассейна.

Нижнемеловые отложения характеризуются широким развитием терригенных как морских, так и континентальных осадков от глин до разнозернистых песков и гравелитов с многочисленными растительными остатками, залежами железных бобово-оолитовых руд, пластами бокситовидных пород.

Верхнемеловая континентальная толща сеномана (мысовская свита) сложена типичной озерной фацией, в составе которой выделяются песчано-алевритово-глинистые отложения с прослоями сидеритовых и гётит-шамозит-лептохлоритовых железных руд. Сантонские осадки в северной части марганцерудного бассейна представлены монтмориллонитовыми аргиллитами и глинами, в южной — песками и песчаниками. К маастрихту относятся распространенные в верхах разреза на юге (Серовская площадь) кварц-глауконитовые песчаники, алевриты и алевритовые глины с глауконитом, аргиллиты.

Палеогеновые отложения широко распространены в Северном Зауралье. В основании их залегает нижнепалеоценовая рудоносная полуночная пачка мощностью до 20—30 м, к которой приурочены все основные марганцерудные залежи бассейна. Рудная пачка состоит из пластов, пропластков и линз гравелитов, песчаников, алевролитов, опоковидных глин, аргиллитов, кремнистых образований, марганцевых карбонатных руд. В строении каждого из трех выделяемых в пачке рудных горизонтов (рис. 60) — монтмориллонитовом, бейделлитовом, диатомитовом — наблюдается определенная ритмичность, характеризующаяся последовательной сменой литологических разновидностей пород, вмещающих марганцевое оруденение (снизу вверх): от гравелито-псаммитовых грубозернистых разностей к песчанистым, песчано-глинистым, глинистым и кремнистым, что нашло отражение в выделении различных типов руд: конкреционно-глинистых, песчанистых, песчано-глинистых, глинистых, кремнистых.

В настоящее время известно около 20 средних и мелких марганцевых месторождений, располагающихся цепочкой, вытянутой в субмеридиональном направлении на расстоянии от 5—8 до 35 км. Наиболее крупные из них прослеживаются на 10—12 км (Ивдельское, Марсятское месторождения) при ширине рудных залежей до 5—6 км (Колинское месторождение).

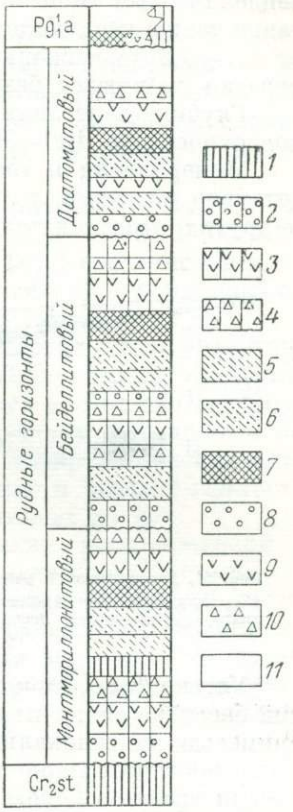


Рис. 60. Распределение различных типов марганцевых карбонатных руд в сводном разрезе марганцерудной (полуночной) пачки Северо-Уральского бассейна. По *С. Рабинович* (1971)

1 — аргиллиты монтмориллонитовые, бейделлитовые; *2* — гравелиты или конгломераты с аргиллитовым цементом; *3* — конкреционно-глинистые руды; *4* — аргиллиты с рудными включениями; *5* — песчанистые руды; *6* — песчано-глинистые руды; *7* — кремнистые руды; *8* — гравелиты или конгломераты с диатомитовым цементом; *9* — диатомиты с включениями конкреционно-глинистой руды; *10* — диатомиты с рудной вкрапленностью; *11* — диатомиты безрудные, серые

Распространенной формой рудных залежей являются уплощенные, сильно вытянутые по одной оси линзы (рис. 61), за исключением может быть Колинского месторождения, имеющего изометричный характер рудного пласта (7,6 × 6,4 км).

В месторождениях северной части бассейна рудоносная пачка имеет сложное строение; в ее составе выделяются три марганценосных горизонта (снизу

вверх): монтмориллонитовый, бейделлитовый и диатомитовый (Юркинское, Ивдельское и другие месторождения). К югу происходит постепенное выклинивание марганценосных горизонтов и сохраняется, по-видимому, лишь средний — бейделлитовый горизонт. Насыщенность рудных горизонтов карбонатом марганца также неодинакова. Они часто включают безрудные прослои мощностью от 0,1—0,2 до нескольких метров. По простиранию и падению рудные тела нередко сменяются безрудными песчано-глинистыми отложениями.

Глубина залегания рудного пласта изменяется от его выхода на дневную поверхность до 100—300 м в месторождениях, осложненных складчатостью.

Минералогия и геохимия марганцевых руд Северо-Уральского бассейна детально освещены в работах П. Андрущенко (1951), Л. Штеренберга (1963) и других исследователей.

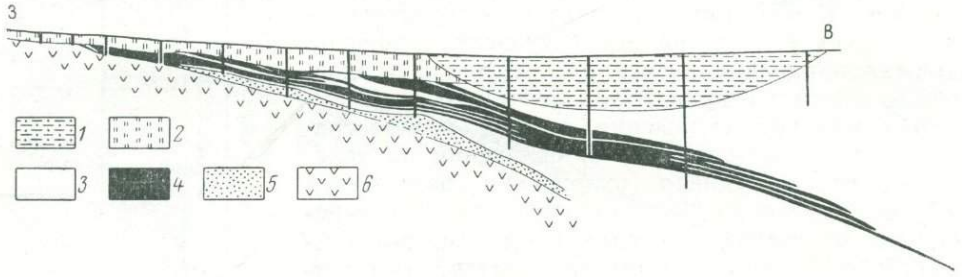


Рис. 61. Геологический разрез Полуночного месторождения. По *С. Рабинович* (1971).
1 — аллювиальные отложения; *2* — наносы; *3* — опоковые глины; *4* — марганцевые руды; *5* — кварц-глауконитовые песчаники; *6* — туфы пироксеновых порфиритов

Установлено, что карбонатные марганцевые руды большинства месторождений бассейна сложены в основном кальциевым родохрозитом с незначительной примесью манганокальцита и олигонита (табл. 4).

Таблица 4

Состав карбонатов марганца в североуральских месторождениях (в %)

По *С. Рабинович* (1971)

Рудные минералы	$MnCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$
Кальциевый родохрозит	62,9—82,3	10,2—24,6	3,3—17,8	1,7—10,9
Манганокальцит	46,7—64,9	26,2—35,3	7,2—13,0	1,7—5,7
Олигонит	67,0	6,8—9,0	6,7—9,0	15,0—25,5

Кальциевым родохрозитом сложены все текстурные разновидности карбонатных марганцевых пород: слоистые, конкреционные, желваковые.

Из нерудных минералов следует отметить: кварц, опал, халцедон, глауконит, а также бейделлит, монтмориллонит, пирит, марказит, фосфат кальция. К второстепенным относятся: плагиоклаз, роговая обманка, эпидот, хлорит, циркон, мусковит, иногда ильменит, магнетит.

Наиболее распространенными структурами руд являются: сферолитовая (с радиально-лучистыми и концентрически-зональным строением индивидов), реже кристаллическая (от тонко- до среднезернистой).

Окисленные марганцевые руды развиты преимущественно на Ново-Березовском и Полуночном месторождениях. В их составе существенная роль принадлежит манганиту (Ново-Березовское месторождение), пиролюзиту (Полуночное месторождение), минералам группы псиломелана, вернадиту, окислам и гидроокислам железа.

Кусковые, конкреционно-землистые, иногда слоистые участки окисленных руд часто сложены манганитом и пиролюзитом. В цементе песчанистых руд преимущественно развивается псиломелан в виде колломорфно-натечных, почковидных, прожилковых образований. Структура рудных агрегатов, сложенных окисными и гидроокисными минералами марганца, аморфная — скрытокристаллическая, тонкокристаллическая.

В карбонатных рудах ряда месторождений содержится (в вес. %): Mn 17,51—21,92; Fe 3,26—6,57; SiO_2 17,98—33,90; CaO 2,38—6,70; P 0,1—0,3. Установлено, что наиболее богаты марганцем (более 18%) песчанистые и песчано-глинистые карбонатные марганцевые руды по сравнению с конкреционно-глинистыми, глинистыми и кремнистыми разностями.

С севера на юг в месторождениях бассейна происходит заметное увеличение содержания марганца, железа, фосфора при уменьшении количества кремнезема; максимум концентрации окиси кальция приходится на центральную часть рудоносной полосы. Эти геохимические особенности связаны с зональным распространением в бассейне различных текстурных и минералогических типов руд: конкреционно-глинистых на севере и песчанистых и песчано-глинистых на юге, манганокальцитовых руд в центре и олигонитовых на юге.

Карбонатные марганцевые руды Северо-Уральских месторождений по своей природе являются осадочными, седиментационно-диагенетическими.

Локализация многочисленных месторождений марганцевых карбонатных руд произошла в неширокой прибрежной полосе дна трансгрессирующего нижнепалеоценового моря. Благоприятными участками для марганцевого рудонакопления служили углубления дна бассейна; депрессионные понижения, впадины, ложбинообразные понижения, в которых происходила аккумуляция марганцерудных осадков.

Источником марганценосных растворов служили породы выветривающихся в мезозое участков суши: пироксениты, перидотиты, габбро с повышенным содержанием марганца (Mn до 0,32%), скарнированные порфириты (Mn до 0,26%), магнетитовые руды (Mn 0,24—0,97%), вулканогенно-осадочные толщи силура и девона.

При изучении марганцевых руд Полуночного месторождения А. Бетехтиным (1946) было высказано предположение, что по мере углубления дна палеоценового бассейна происходило постепенное фациальное изменение состава рудоносных осадков. Прибрежная фация первичноокисных руд по мере углубления бассейна (через 300—400 м) сменялась фацией карбонатных руд. Ряд исследователей считают, однако, что первичные руды представлены только карбонатной фацией, близ поверхности затронутой окислением (Рабинович, 1971 и др.). Окисленные руды на месторождениях бассейна имеют ограниченное распространение; они в значительной мере отработаны.

Запасы разведанных карбонатных марганцевых руд в Северо-Уральском марганцерудном бассейне (Mn 21,2%) составляют около 50 млн. т; прогнозные — 100 млн. т. Опыты по обогащению карбонатных марганцевых руд Северо-Уральских месторождений показали возможность получения из них качественных марганцевых концентратов для выплавки ферромарганца и силикомарганца.

ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦ-ГЛАУКОНИТОВОЙ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Мангышлакское месторождение

Мангышлакское месторождение находится в 200 км к востоку от форта Шевченко. Оно принадлежит северному крылу Чакырганской синклинали, образованной на эпигерцинском платформенном основании (Столяров, 1958; Тихомирова, 1964; Тихомирова и Черкасова, 1967). Относительно древними породами района месторождения являются верхнеэоценовые мергели. На них с четким литологическим контактом, но без видимых признаков перерыва, залегают отложения голубой свиты нижнего олигоцена (снизу вверх): алевритовые глины (до 8 м), пески и алевриты глинистые (40 м). Породы, слагающие голубую свиту, можно рассматривать как подрудные. Постепенно отложения этой свиты сменяются вверх песками, алевритами, глинами (до 42 м). В верхней части этой пачки сосредоточены марганцевые руды. Мощность рудного горизонта 3—8 м. Над марганценосными породами залегают среднеолигоценовые глины (до 35 м), выше которых трансгрессивно, с конгломератом в основании лежат среднемиоценовые отложения. Согласно А. Столярову (1958), голубая и марганценосные свиты являются стратиграфическими эквивалентами узунбасской и куюлусской свит, причем марганцерудный горизонт находится в верхах куюлусской свиты.

Значительные концентрации марганца локализованы на относительно ограниченной площади (до 50 км^2) северного борта Чакырганской синклинали, где развиты песчано-алевритовые прибрежно-мелководные отложения, относительно приближенные к источнику сноса — Каратауской мегантиклинали. Рудный горизонт имеет линзовидное строение. Наиболее часто встречаются кусковые и конкреционные руды. В северной части руды представлены гидроокислами марганца, далее к югу распространены смешанные (окисные и карбонатные), и еще южнее развиты карбонатные руды. Е. Тихомирова и Е. Черкасова (1967) считают, что такая зональность обусловлена окислением первичных карбонатных руд.

Окисные руды сложены главным образом пиролюзитом, манганитом, минералами полиперманганитовой группы (псиломелан, криптомелан и др.). Для разновидностей этих руд (кусковых, конкреционных, цементационных, землистых) в целом характерны следующие интервалы содержаний главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$%): Mn 3,84—46,90; Fe 1,40—6,34; P нет—1,91; $C_{орг}$ нет—0,68; CO_2 нет—7,74; V 22—157; Cr нет—50; Ni 38—346; Co нет—180; Cu 26—116. Наиболее высокие содержания рудообразующих элементов присущи конкреционным разностям.

Для карбонатных руд, представленных кальциевым родохрозитом, манганокальцитом и кальцитом, свойственны следующие диапазоны содержаний главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$%): Mn 15,96—22,60; Fe 1,28—3,95; P нет—1,69; $C_{орг}$ 0,14—0,36; CO_2 6,40—31,34; V 22—68; Cr 12—29; Ni 14—92; Co нет—10; Cu 3—25.

В Мангышлакском месторождении количество карбонатных марганцевых руд со средним содержанием марганца от 5—6 до 10% превышает 30 млн. т.

Лабинское месторождение

Лабинское месторождение находится на Северном Кавказе, в районе станиц Переправской, Губской, Хамкетинской, Ново-Свободной. Марганцерудные отложения протягиваются в виде широтно вытянутой полосы на 25 км между ле-

выми притоками Лабы — реками Ходзь и Фарс. Они входят в состав песчаной свиты (мощность ее 200—220 м) верхнего олигоцена — нижнего миоцена; в западной части этого региона эквиваленты рудоносных отложений относятся к майкопской серии.

Месторождение располагается на тектонически жестком Адыгейском блоке, относящемся к более крупной эпигерцинской платформенной структуре. Марганценосные отложения Лабинского месторождения формировались в срединной, относительно погруженной, прогибающейся части этого блока. Они представлены осадками дельтовой фации, которые сложены преимущественно кварцевым кластическим материалом. Рудоносная толща характеризуется отчетливым трехчленным строением:

1) подрудные глинисто-алевритовые пески;

2) рудный горизонт — представлен плоскими рудными линзами мощностью от нескольких сантиметров до 5 м, протяженностью до 250 м, сложенными карбонатом марганца. Рудные линзы перемежаются с песчаными, алевритовыми, гравийными осадками. Минимальная мощность рудного горизонта (5—12 м) установлена в приближенных к берегу участках месторождения, в центре она доходит до 20 м и резко возрастает в сторону относительно глубоких, морских участков. По строению и фациальной характеристике рудный горизонт соответствует началу трансгрессивной серии осадков;

3) надрудные отложения, представленные глинами и алевритами.

В. Калиненко и др. (1967) выделяют три типа руд.

1. Карбонатные марганцевые (кальциево-родохрозитовые) со следующими содержаниями главных рудных компонентов (в вес. %) и малых элементов ($n \cdot 10^{-4}$ %): Mn 24,95; Fe 2,75; P 0,020; $C_{орг}$ 0,28; V 37; Cr 19; Ni 151; Co 13; Cu 22.

2. Карбонатные железисто-марганцевые (бедные) руды с содержанием Mn 8,81; Fe 7,44; P 0,081; $C_{орг}$ 0,50; V 61; Cr 48; Ni 51; Co 9; Cu 16.

3. Окисленные руды, развитые по карбонатным разностям: Mn 25,16; Fe 2,02; P 0,035; $C_{орг}$ 0,33; V 72; Cr 14; Ni 271; Co 12; Cu 30.

Запасы карбонатных марганцевых руд (Mn 7,2—12,7%) составляют около 30 млн. т.

Нижнеудинская группа месторождений (Присаянье)

В составе верхнепротерозойского (рифейского) комплекса пород Присаянья, связанных с карбонатно-терригенными пологопадающими (5—7°) на юго-запад отложениями карагасской и оселочной серий, отчетливо выделяется марганценосная глауконит-кварцевая песчано-глинистая формация, включающая многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления Нижнеудинского района (Николаевское, Шунгулежское, Кеттское и др.). Накопление отложений, слагающих формацию, происходило в субплатформенных условиях в относительно стабилизированной в рифее краевой зоне юго-западной части Сибирской платформы.

Марганцевые руды приурочиваются к низам изанской свиты, в основании которой развиты горизонты кластических и грубозернистых отложений (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты).

Пиролюзит-псиломелановые, псиломелановые (сложенные криптомеланом, голландитом) и псиломелан-вернадитовые руды образуют гнезда, пласты и и линзы внутри марганценосных горизонтов, протягивающихся на 1,5—2 км при колебаниях мощностей от 0,5 до 10—15 м, редко более. По падению руды прослежены на 400 м. Среди рыхлых и плотных руд различают текстуры:

прожилково-цементационную, желваковую, натечно-скорлуповатую, колломорфную, корковую, порошковатую. Марганцевые руды содержат (в вес. %): Mn 13,6—17,7; Fe 2,7—4,3; P 0,05—0,2. В железо-марганцевых рудах количество железа увеличивается до 12,7%, содержание марганца колеблется от 9,5 до 12,4%.

На Аршанском рудопроявлении известен также пласт браунит-гаусманитовых руд протяженностью 130 м и мощностью до 1 м, залегающий в грубозернистых отложениях (гравелитах, песчаниках) изанской свиты, формирование которых связывают с диагенетическим и метаморфическим преобразованием гидроокисных соединений марганца.

Вероятно, первичные седиментационно-диагенетические рудные накопления Присаянья были представлены в основном марганцевыми и железомарганцевыми карбонатами, претерпевшими окисление в мезозойское и кайнозойское время. Запасы таких окисленных остаточных и остаточно-инфильтрационных марганцевых и железо-марганцевых руд этого района оцениваются в 50 млн. т.

Иликтинское месторождение (Прибайкалье)

Марганцерудные концентрации Иликтинского месторождения Западного Прибайкалья также связаны с марганценосными кварц-песчано-глинистыми отложениями (миогеосинклинального типа) голоустенской свиты байкальского комплекса верхнего протерозоя, образовавшимися в платформенном краевом прогибе миогеосинклинали. Рудные тела в виде линз и гнезд протяженностью в несколько метров и мощностью в десятки сантиметров залегают согласно с вмещающими их карбонатно-терригенными породами.

Среди выявленных здесь остаточных и остаточно-инфильтрационных руд широко развиты плотные и порошковато-землистые пиролюзитовые, пиролюзит-псиломелановые и псиломелановые разности руд, сформировавшиеся в условиях коры выветривания. Содержание марганца в отдельных пиролюзитовых и псиломелановых гнездах достигает 54—60%.

Олдакитское месторождение

Олдакитское месторождение карбонатных марганцевых руд расположено на северо-восточной оконечности Ангарского хребта и приурочено к зоне продольных межгорных впадин — грабенов, развившихся в центральной части Байкало-Витимского поднятия в раннекембрийское время. Вмещающие его нижнекембрийские отложения сложены граувакковыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, аспидными сланцами, в той или иной мере карбонатизированными. На месторождении выделяют несколько горизонтов родохрозит-манганокальцитовых руд; мощность наибольшего из них 20—70 м, по простиранию он прослежен на 250 м. Марганценосные горизонты разделены пластами безрудных песчано-алеврито-глинистых и карбонатных пород. Текстура руд слоистая; структура — микросферолитовая, аллотриоморфнозернистая. Среднее содержание марганца в рудных горизонтах колеблется от 6,6 до 14%, железа 6—7%, фосфора 0,06—0,11%. Запасы руд оцениваются в 20 млн. т.

КАРБОНАТНЫЕ МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Среди карбонатных марганценосных формаций наиболее широко развита ассоциация пород и руд, относимая к группе известняково-доломитовых формаций (Варенцов, 1962; Roy, 1969; Чайковский и др., 1972). Собственно марганце-

рудные карбонатные формации являются чаще всего относительно подчиненными подразделениями более крупных безрудных карбонатных формаций. При выклинивании марганцерудные формации обычно латерально переходят в сравнительно крупные нерудные формации.

Особенности тектонической позиции, строения, состава и литолого-геохимической характеристики пород и руд, слагающих марганценосные ассоциации, позволяют выделить в этой группе два типа.

1. Доломит-известняковую марганценосную формацию геосинклиналей (преимущественно эвгеосинклинальных). Характерным примером этого формационного типа может служить Усинское месторождение.

2. Известняково-доломитовую формацию жесткого платформенного основания, латерально переходящую в эвапоритовую формацию. На территории СССР характерной иллюстрацией этого типа может быть марганценосная ассоциация отложений, к которой относится Улутелякское месторождение.

ДОЛОМИТ-ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Усинское месторождение

Усинское месторождение марганцевых руд является крупнейшим в Сибири. Оно находится в Кемеровской области в районе среднего течения р. Усы, правого притока р. Томи. Месторождение относится к известняково-доломитовой эвгеосинклинальной формации, характеризующейся довольно сложным и латерально невыдержанным составом. Формация эта соответствует усинской свите нижнего кембрия, которая простирается в виде субмеридиональной полосы в центральной части хребта Кузнецкий Алатау (Мухин, Ладыгин, 1957; Варенцов, 1962; Миртов и др., 1964; Ходак и др., 1966).

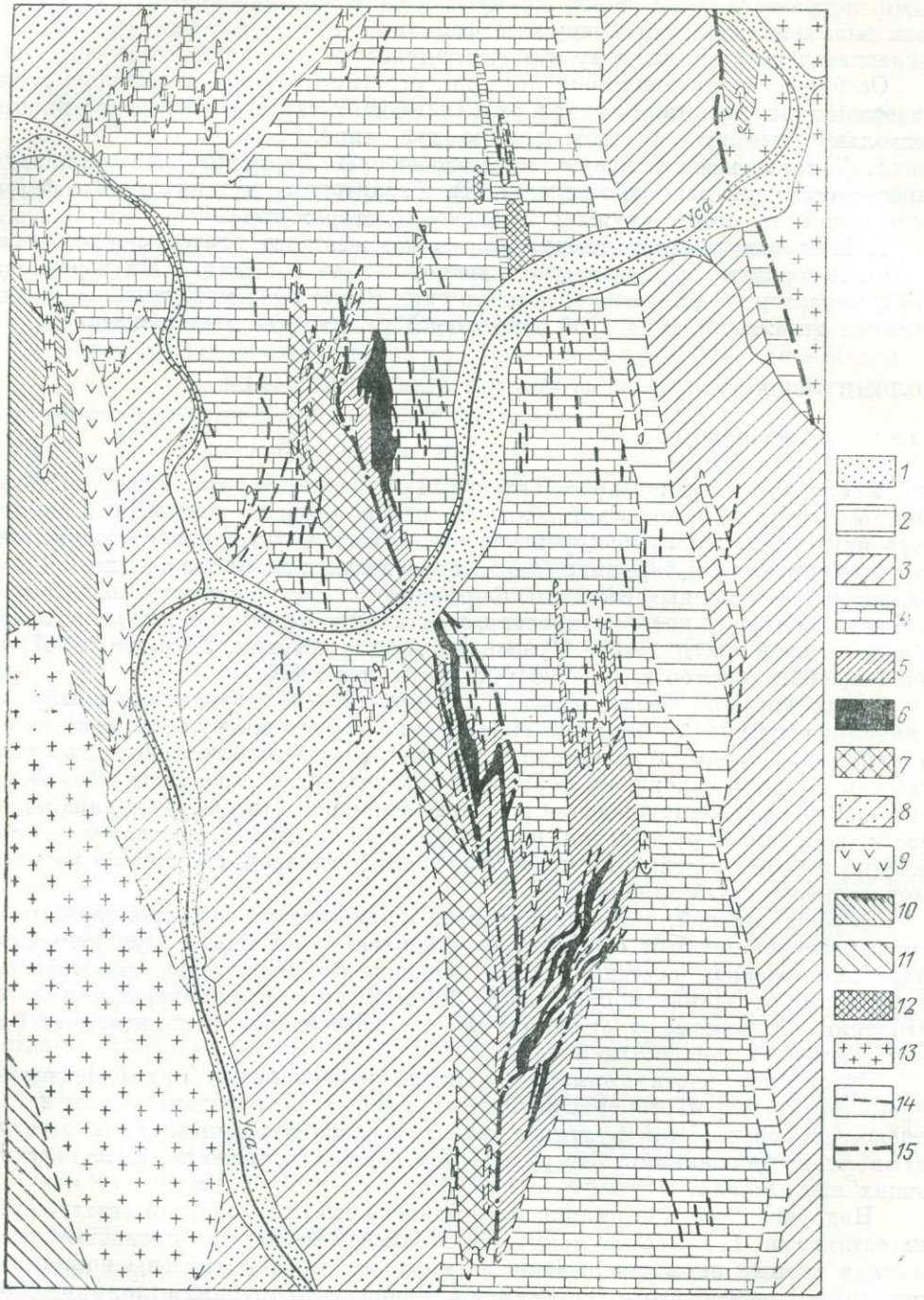
Месторождение принадлежит к крутому (70—90°) западному крылу синклинали; восточное крыло этой складки уничтожено интрузиями гранитоидов и диоритов. Породы, образующие формацию, нарушены многочисленными мелкими разрывами, осложнены локальной складчатостью, прорваны дайками диоритов. В районе месторождения в составе формации отчетливо выделяются три части: подрудная, рудоносная, надрудная (рис. 62, 63). За пределами месторождения эти подразделения быстро переходят в однородную, трудно расчленимую карбонатную формацию.

Породы нижней, подрудной части, по-видимому, согласно залегают на толще зеленокаменных сланцев, являющихся измененными вулканическими породами основного состава. Иногда в подошве формации лежат красноцветные туффитовые песчаники мощностью до 200 м, быстро выклинивающиеся по простиранию. Подрудные отложения состоят из известняков, доломитов и их брекчий суммарной мощностью 1000 м.

Рудоносная часть формации сложена неравномерно перемежающимися преимущественно марганцевыми известняками, манганокальцитовыми и кальциево-родохрозитовыми рудами с темными, слабо марганцевистыми известняками, черными сланцами. Эти рудоносные породы согласно лежат на подстилающих известняках.

Надрудная часть формации представлена главным образом светло-серыми известняками. В заметных количествах отмечаются темные пятнистые известняки и черные пиритсодержащие сланцы. Эти породы связаны постепенным переходом с рудоносными отложениями. Мощность надрудных отложений 1500—2000 м.

10 Заказ 485


Vca
Vca
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Месторождение образовано тремя линзовидными залежами, вытянутыми параллельно общему простиранию в север-северо-западном направлении на 4,6 км. Северная (Правобережная) залежь представлена асимметричной линзой мощностью до 215 м, постепенно выклинивающейся к югу до нескольких метров (см. рис. 63). Центральная, или Левобережная, залежь располагается несколько южнее. Она образована неравномерной перемежаемостью карбонатных марганцевых руд и заметно преобладающих марганцевых известняков и черных сланцев, общей мощностью до 170 м. Далее на юг наблюдается расклинивание рудоносной пачки, замещение руд Центральной залежи темными марганцовистыми известняками и черными пиритсодержащими сланцами. Последние в свою очередь примерно через 200—300 м к юго-юго-востоку переходят в Южную (Ажигольскую) залежь. Эта залежь представлена серией ферродохрозитовых и манганокальцитовых линз (до 25), перемежающихся с существенно доминирующими темными марганцевыми известняками и черными кремнисто-серицитовыми сланцами. По сравнению с двумя более северными залежами, в Южной залежи отмечается существенно бо́льшее количество бедных манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков, черных сланцев, вследствие этого общая мощность рудоносной пачки увеличивается до 370 м.

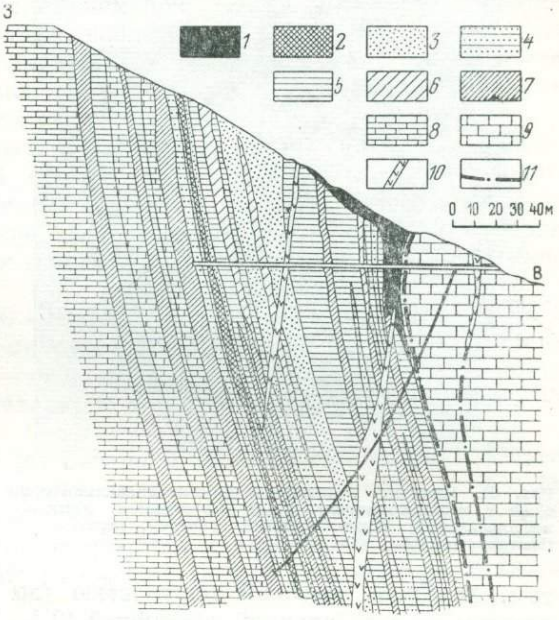


Рис. 63. Геологический разрез рудной залежи Усинского месторождения, Правобережный участок (по данным Томь-Усинской экспедиции ЗСГУ)

1 — псиломелан-пиролюзитовые окисленные руды (Mn 30% и более); *2—5* — первичные руды: *2* — родохрозитовые (Mn 30% и более), *3* — манганокальцит-родохрозитовые (Mn 24—30%), *4* — родохрозит-манганокальцитовые (Mn 20—24), *5* — манганокальцитовые (Mn 10—20%); *6* — кремнисто-карбонатные породы; *7* — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); *8—9* — безрудные породы: *8* — темно-серые и серые известняки, *9* — светло-серые известняки; *10* — дайки диабазов; *11* — тектонические нарушения

На месторождении развита зона окисления, с которой связаны довольно значительные (6%) запасы руд, представленных псиломеланом, пиролюзитом и другими окисными соединениями марганца. Левобережный и Ажигольский участки месторождения характеризуются относительно бо́льшой глубиной гипергенного окисления, достигающего 125 м.

Рис. 62. Схематическая геологическая карта Усинского марганцевого месторождения. По *В. Курше.*

1 — аллювиальные отложения; *2—3* — породы мундабышской свиты: *2* — лиловые и зеленовато-серые туфогенные сланцы, песчаники и конгломераты, *3* — порфириты и миндалефиры; *4—10* — породы усинской свиты: *4* — светло-серые известняки с археоциатами, *5* — известковисто-кремнистые сланцы, окремненные известняки и марганцевистые сланцы и известняки, *6* — марганцерудные тела, *7* — темно-серые окремненные известняки, *8* — доломиты серые, слоистые, с прослоями осадочных брекчий и кремней, *9* — лиловые и серые туфогенные сланцы и песчаники, *10* — известняки темно-серые, битуминозные; *11—13* — породы кондомской свиты: *11* — метаморфические, зеленовато-серые амфиболовые, хлорит-серицитовые и другие сланцы, рассланцованные порфириты, *12* — железистые доломиты, *13* — диориты; *14* — дайки диабазов и порфиритов; *15* — тектонические нарушения

Основные промышленные запасы Усинского месторождения представлены карбонатными рудами (рис. 64). Окисные руды кор выветривания также представляют известный интерес для эксплуатации (рис. 65).

Рис. 64. Контакт тонкослоистой манганокальцитовой руды с мелкозернистым серым известняком. Усинское месторождение, Правобережный участок, штольня 7. Протравлено. Нат. вел.

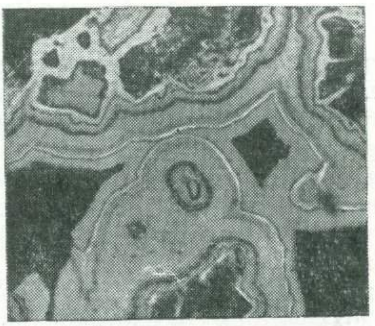


Рис. 65. Колломорфные выделения гидроокислов марганца. Черное — поры и пустоты. Зона окисления Усинского месторождения. Полированный шлиф. Увел. 120

Кальциево-родохрозитовые и феррородохрозитовые разности являются наиболее богатыми среди карбонатных руд. Обычно они характеризуются серым цветом, довольно высокой плотностью (до 3,5), нередко тонкой микрослоистостью, представленной тончайшей (0,1—1,5 мм) перемежаемостью микропрослоек марганцевого карбоната и железо-марганцевого слоистого силикатного

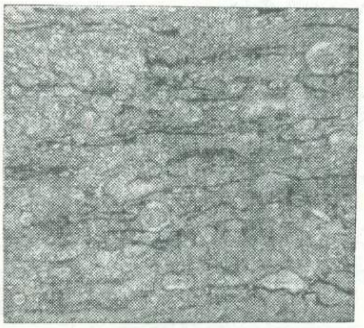


Рис. 66. Микросферолитовая структура тонкослоистой родохрозитовой руды. Темные полоски — углистое вещество. Отдельные прослои (светло-серые) сложены гидросиликатом марганца. Усинское месторождение, Правобережный участок, штольня 7. Прозрачный шлиф, без анализатора. Увел. 100.

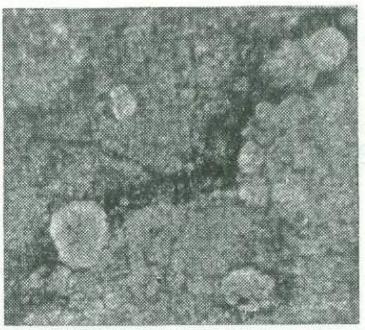


Рис. 67. Микросферолиты родохрозита в родохрозит-манганокальцитовой руде. Усинское месторождение, Правобережный участок, штольня 7. Прозрачный шлиф, без анализатора. Увел. 40

минерала, относимого по данным рентгеноструктурного анализа к группе манганостильпномелана. Основная масса этих руд сложена микросферолитами, нередко двух-трехконцентровыми микроолитами, показатель преломления которых выше, чем у цементирующего их микрозернистого марганцевого карбо-

ната, содержащего обычно примесь тонкораспыленных углистых частиц. В ряде случаев карбонатные руды интенсивно разлинзованы, милонитизированы, в них наблюдается развитие стиллолитовых швов (рис. 66, 67).

Манганостильпномелановый минерал встречается главным образом в богатых кальциево-родохрозитовых рудах. Для манганокальцитовых разностей марганцевых известняков манганоспильномелан нехарактерен (см. рис. 66).

Органическое вещество метаморфизовано до стадии антрацит — графит; оно тонко рассеяно в карбонатной основной массе, иногда образуя сегрегационные скопления вдоль стиллолитовых швов. Для родохрозитовых руд характерны выделения мелких кристаллов пирита, пирротина.

Манганокальцитовые руды обычно темно-серые, черные, тонкослоистые, часто обломочной, брекчиевидной структуры. Они сложены неравномерно перекристаллизованным мелкозернистым карбонатным веществом. Марганцевые и марганцовистые известняки обычно близки к нерудным темным мелкозернистым известнякам, от последних их можно отличить лишь по данным химического опробования.

Наибольшая часть марганца (70—100%) и существенная железа (до 47,6%) в рудах Усинского месторождения присутствует в форме карбонатных минералов ряда кальцит — родохрозит — сидерит. В силикатной форме (главным образом в виде манганостильпномелана) количество марганца достигает 30% от валового, железа — до 80,6%.

В направлении с севера на юг (от Северной через Центральную к Южной залежам) отмечается уменьшение средневзвешенных компонентов (в %): Mn 11,12 → 9,98 → 3,91, CaO 24,24 → 22,74 → 21,22; MgO 3,58 → 2,34 → 1,90. Однако в том же направлении заметно возрастают количества Fe 3,13 → 5,12 → → 4,04; SiO_2 13,97 → 21,68 → 30,44; Al_2O_3 1,61 → 1,93 → 2,48; P_2O_5 0,122 → → 0,157 → 0,173.

В связи с тем, что в 7—12 км к северу от месторождения наблюдается переслаивание темных известняков с порфироидами, туфами, туфопесчаниками, в стратиграфическом интервале, эквивалентном усинской свите, и далее на север (Белая Уса) количество вулканогенного материала увеличивается. Некоторые исследователи связывают поступление марганца с вулканической активностью. Однако отсутствие каких-либо признаков вулканизма в самой известняково-доломитовой формации, так же как и специфика распределения марганца, железа, кремнезема, глинозема, фосфора в самой марганценосной формации, позволяют считать, что экзогенный источник рудных компонентов располагался не к северу, а к югу от месторождения и не был связан с вулканизмом.

Месторождение Саган-Заба

Марганцевое месторождение Саган-Заба расположено на западном берегу Байкала и генетически связано с морской геосинклинальной карбонатной фацией архея. Оно приурочено к полосе развития метаморфизованных известняков озерской свиты, относимой к ольхонской серии верхнего архея. Главным членом марганценосной формации являются белые и серые кристаллические известняки с заключенными внутри них пластами марганцовистых известняков, прослоями и линзами кварцитов, различного состава гнейсов (биотитовых, амфиболовых, пироксеновых и др.), амфиболитов, порфиритов.

Геологическими работами установлено, что марганцевые руды в виде трех пластов марганцовистых известняков локализуются в 100-метровой пачке серых слоистых, иногда массивных кристаллических известняков, прослеживаемых

от берега оз. Байкал в широтном направлении на 600—700 м. Рудные пласты залегают согласно с вмещающими их известняками, круто падают на север (75—80°) и состоят из чередования рудных и безрудных слойков и прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м (рис. 68). Северный рудный пласт прослежен по простиранию на 70 м. К востоку он постепенно выклинивается, на западе срезается интрузией порфиритов. Мощность его колеблется от 15 до 18 м. Среднее содержание марганца 6,67%.

Центральный рудный пласт прослеживается от оз. Байкал в западном направлении на 380 м, где происходит его выклинивание. Мощность пласта изменяется от 4 до 17 м. Среднее содержание марганца 6,58%. Южный рудный пласт протяженностью в 325 м имеет мощность от 10 до 30 м и среднее содержание марганца 3,93%.

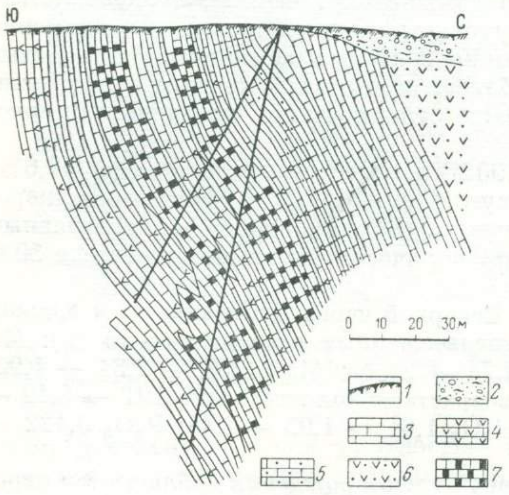


Рис. 68. Геологический разрез через месторождение Саган-Заба (по данным Саган-Забанской партии 1957—1958 гг.).

1 — почвенно-растительный слой и марганцерудная шляпа, *2* — аллювиально-делювиальные отложения; *3* — серые мелко- и среднезернистые кристаллические известняки; *4* — кристаллические известняки с прослойками порфиритов; *5* — белые мелко- и среднезернистые известняки; *6* — метаморфизованные порфириты; *7* — марганцовистые известняки

Месторождение в целом характеризуется неравномерным содержанием марганца в рудных пластах и слойках (0,72—22,52%), что связано с неравномерным распределением в них карбонатов кальция и марганца. Установлено, что марганец в виде изоморфной примеси входит в решетку кальцита, образуя в первичных рудах непрерывный ряд от марганцовистого кальцита до манганокальцита. Второстепенными минералами в марганцовистых известняках являются кварц, гранат, биотит, мусковит, роговая обманка, сфен. Текстура марганцевых руд обычно слоистая, структура мелко- и среднекристаллическая.

В первичных карбонатных марганцевых рудах встречены прослои, состоящие из марганецсодержащих силикатов (гранатов, пироксенов, амфиболов). Содержание марганца в них достигает 10%.

Марганцовистые известняки Саган-Забанского месторождения характеризуются следующим химическим составом (в вес. %): Mn 3,93—6,67; Fe 1,47—3,0; P 0,09—0,11; S 0,05—0,13; SiO_2 7,5—8,10; Al_2O_3 0,95—1,57; CaO 39,60—41,70; MgO 2,74—3,50, п. п. п. 32,60—35,37. С поверхности карбонатные марганцевые руды окислены. Мощность марганцевой шляпы 2,5—3,0 м. В самой верхней ее зоне развиты руды пиролюзит-псиломеланового, псиломеланового и вернадитового состава с характерным черно-бурым и вишнево-коричневым цветом. Содержание марганца в остаточных рудах коры выветривания возрастает до 40—44%.

Первичные марганцевые седиментационно-диагенетические карбонатные руды (марганцовистые известняки) в условиях регионального метаморфизма были перекристаллизованы с образованием характерных кристаллически-зернистых структур и минеральных рудных ассоциаций: марганцовистого кальцита, манганокальцита, реже марганецсодержащего граната, марганцевых амфиболов и пироксенов.

Запасы марганцовистых известняков Саган-Забинского месторождения оцениваются в 1 млн. т (Mn ~ 6%). Частично они могут быть использованы в качестве основных флюсов при выплавке некоторых сортов сталей и при подшихтовке в процессе выплавки чугунов из железных руд.

ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЛАТФОРМ

Улутелякское месторождение

Известняково-доломитовая марганценосная формация, включающая нижнепермское Улутелякское месторождение марганцовистых известняков, мергелей и карбонатных марганцевых руд, располагается на полого падающем склоне юго-восточной части Русской платформы в зоне ее сочленения с Предуральским

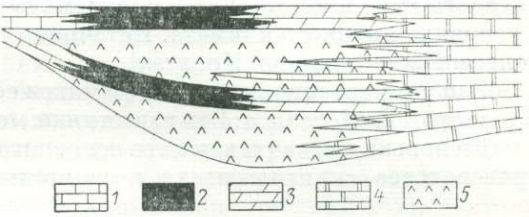


Рис. 69. Схема строения марганценосной известняково-доломитовой формации улутелякского типа. По *Е. Грибову* (1972 г.).

1 — онколитовые и оолитовидные известняки; *2* — марганцевые карбонатные руды — марганцовистые известняки; *3* — марганцовистые доломитовые мергели; *4* — доломиты; *5* — ангидриты

краевым прогибом. Здесь, в Прикаратауском рудном районе, на площади Улутелякского месторождения распространены марганцовистые известняково-мергельные, кремнисто-известняковые и доломито-ангидритовые фации, относящиеся по возрасту к филипповскому горизонту кунгурского яруса нижней перми.

Разрез марганценосной формации в районе месторождения (рис. 69) представлен следующими породами (снизу вверх):

1. На артинских известняково-мергельных и известняково-доломитовых породах трансгрессивно залегает пласт голубовато-серых массивных ангидритов . . . 30—40 м
2. Марганценосный мергельно-известняковый пласт (нижний) с прослоями карбонатных марганцевых руд мощностью до 1 м. Содержание марганца в отдельных слойках 12—18% . . . . . 6—10 »
3. Пласт ангидритов с пропластками глинистого доломита (0,3—0,4 м) в основании . . . . . 40—50 »
4. Марганценосный мергельно-известняковый пласт (верхний) . . . . . 6—10 »
5. Ангидриты иренского горизонта с прослоями до 3 м доломитов и доломитизированных известняков . . .

По латерали, в сторону Уфимского плато, марганценосные мергельно-известняковые отложения переходят в тонкослоистые пелитоморфные, часто оолитовые доломитизированные известняки, доломиты, мергели. В сторону Каратауского выступа происходит постепенное выклинивание марганценосных карбонатных пластов и их трансгрессивное налегание на известняково-глинистые породы и мергели артинского яруса. Мергельно-известняковые марганценосные фации связываются в районе с трансгрессивным характером развития бассейна (Макушин, 1970), ангидритовые и доломитовые — с регрессивным.

На месторождении выделяются два типа руд: 1) карбонатные марганцевые руды, представленные марганцовистыми мергелями и известняками слоистой, оолитовой, комковатой, иногда брекчиевидной текстуры. Марганец в рудах присутствует в форме марганцовистого кальцита и манганокальцита;

2) вернадитовые и кремнисто-вернадитовые (редко псиломелановые) руды рыхлые и слабоуплотненные, образовавшиеся в коре выветривания по карбонатным рудам.

Содержание основных компонентов в пластах марганцовистых мергельно-известняковых пород составляет (в вес. %) для верхнего пласта: Mn 6—9; SiO_2 7—9; CaO 36—39; для нижнего: Mn 2—3; SiO_2 10—15; CaO 31—36.

На Западном участке месторождения верхний пласт марганценосных пород мощностью 4,3—7,7 м прослежен на площади 4,5 км², содержание Mn в нем колеблется от 3 до 9,47%, SiO_2 8—12,9%, CaO 33,6—44,6%.

Образование известняково-доломитовой марганценосной формации улутелякского типа происходило в полузамкнутом лагунообразном морском бассейне в условиях аридного климата. Источником марганца служили выветривающиеся палеозойские породы Уралтау.

Запасы марганцовистых известняков со средним содержанием марганца 10% составляют 8—10 млн. т. Эти известняки могут применяться при выплавке стали в мартеновских печах в качестве основного марганцовистого флюса, а также при производстве силикошпигеля и шпигеля.

Бурштынское месторождение

Бурштынское миоценовое марганцевое месторождение находится в Ивано-Франковском районе Украинской ССР. В структурном отношении оно располагается в зоне сочленения Русской платформы с Предкарпатским краевым прогибом. Формация лежит на размытой поверхности верхнетортонских гипсов и надгипсовых известняков. Рудная часть формации сложена пластами марганценосных мергельно-глинистых пород с прослоями известковистых глин и вулканических туфов.

Марганецсодержащими минералами являются: марганцовистый кальцит, манганокальцит, кальциевый родохрозит, часто содержащие в виде изоморфной примеси катионы магния и железа. Содержание марганца в первичных рудах колеблется от 0,5 до 30%, в окисленных вернадитовых рудах — от 30 до 40%. Источником марганца служили, вероятно, породы островной и платформенной суши.

Марганцевое рудонакопление в Прикарпатье и на Улутелякском месторождении происходило в условиях аридного климата, о чем свидетельствует литогенетическое сходство развитых и там и здесь марганценосных карбонатных формаций.

ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Хощеватское месторождение

Хощеватское марганцевое месторождение находится на левом берегу р. Буга в Одесской области Украинской ССР. Марганецсодержащими породами являются мраморизованные кристаллические известняки архея, в которых прослеживаются в широтном направлении две рудоносные зоны: одна мощностью 35—100 м, другая — от 5 до 25 м. Первичные руды представлены марган-

цевыми карбонатами и отчасти силикатами марганца, гематитом, магнетитом (Бетехтин, 1946). Месторождение окислено на глубину до 40 м. В коре выветривания развиты рыхлые железо-марганцевые руды, состоящие из пиролюзит-псиломелановых конкреций, марганцовистых бурых железняков, гематита. Наиболее качественные сорта остаточных руд содержат около 30% марганца, 20% железа, 2—4% кремнезема, менее 1% глинозема и 0,04—0,25% фосфора.

Первичные железо-марганцевые руды Хощеватского месторождения относятся к типу осадочных метаморфизованных, генетически связанных с марганценосной карбонатной формацией. Образовавшиеся по ним в коре выветривания богатые остаточные руды могут рассматриваться как сырье для выплавки шпигеля.

КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Для карбонатно-кремнистых формаций устанавливается отчетливая парагенетическая связь слагающих их кремнистых, известковистых, марганцовистых, иногда железистых осадков. Условия их накопления характеризуются относительной мелководностью бассейна, в которой, однако, снос терригенного материала был резко ограничен. Обилие кремнекислоты, карбоната кальция, марганцевых и железистых компонентов в растворах создавало благоприятные предпосылки для формирования рудных концентраций.

Структурная позиция палеобассейнов, в которых накапливались марганценосные кремнисто-карбонатные формации, отличалась стабильностью тектонического режима, обычно следовавшего за периодом бурной вулканической деятельности (месторождение Каражал и др.).

Вероятно, в известной мере на геохимические особенности рудоносных осадков влияли поствулканические эксгаляции, поставлявшие в бассейн седиментации кремнезем, марганец, железо и другие компоненты.

Каражальское месторождение

В кремнисто-известняковой марганценосной формации Успенской тектонической зоны в Казахстане заключены крупные скопления верхнедевонских марганцевых и железных руд. Они приурочены к западной ее части — Атасуйскому рудному району (месторождение Каражал с участками Западный, Восточный, Северный, Южный, Дальневосточный; месторождения Большой Ктай, Ушкатын I, II, III и др.).

В структурном отношении Атасуйский рудный район располагается в переходной субплатформенной области, характеризовавшейся в период накопления кремнисто-известняковых верхнефаменских рудоносных осадков относительно стабильным тектоническим режимом.

Многочисленные месторождения и рудопроявления железных и марганцевых руд приурочены к крыльям сложно построенного Джаильминского синклинория, на асимметричное строение которого оказала влияние внедрившаяся в среднем девоне в породы ордовика Устанынжольская гранитоидная интрузия. Протяженность синклинория 180 км, ширина 30—40 км. В восточной его части, в северном борту, расположено крупнейшее в Казахстане комплексное Каражальское полиметаллическое и железо-марганцевое месторождение, сложенное морскими и континентальными отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Породы осложнены складчатостью более высоких порядков, разбиты системой разрывных нарушений и падают к центру мульды под углами 45—50°.

Месторождения Каражальского рудного поля изучались многими исследователями (Сапожников, 1963; Калинин, 1965; Рожнов, 1967; И. Новохатский, 1967 г. и др.), выделившими в распространенной здесь марганценосной кремнисто-известняковой формации (мощность до 1,5—2 км) две продуктивные свиты, несущие железное, марганцевое и свинцово-цинковое оруденение (рис. 70).

Породы формации подстилаются дофаменскими девонскими основными, средними и кислыми эффузивами и их туфами, терригенными отложениями.

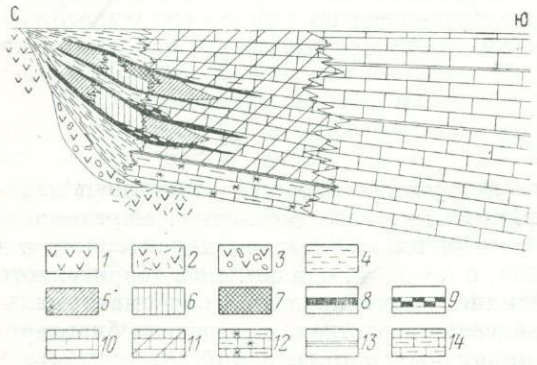


Рис. 70. Схема строения марганценосной кремнисто-известняковой формации каражальского типа. По *Е. Грибову, Ю. Ходаку*.

1 — средние эффузивы; *2* — кислые эффузивы; *3* — конгломераты, песчаники туфы франского яруса верхнего девона; *4* — глинисто-кремнистые сланцы; *5—9* — руды: *5* — гематитовые, *6* — магнетитовые, *7* — сидеритовые и магнетит-сидеритовые, *8* — окисные (браунитовые, гаусманитовые и якобситовые), *9* — карбонатные (манганокальцитовые); *10* — известняки; *11* — гематитовые известняки с пластами гематитовых руд; *12* — известняки со свинцово-цинковым оруденением; *13* — глинистые сланцы; *14* — глинистые известняки.

Нижнекаражальская свита представлена в основном глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями. В ее разрезе на Западном Каражале различаются следующие литологические разновидности пород (снизу вверх):

1. Углисто-кремнистые конгломератовидные известняки с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, с тонкими прослоями магнетитовых и марганцевых карбонатных руд, вкрапленностью галенита и сфалерита . . . . . 3,5—6 м
2. Углисто-кремнистые известняки, карбонатно-кремнистые породы с прослоями аргиллита и конгломератовидного известняка . . . . . 25—30 »
3. Пестроцветные известняки, кремнистые известняки, иногда железисто-кремнистые породы, хлорит-магнетитовые руды, ассоциирующие с яшмами . . . . . 15—18 »
4. Темно-серые и черные углисто-кремнистые известняки, карбонатно-кремнистые породы с серыми кремнистыми стяжениями, прослоями волнистослоистых известняков, слойками туфогенного материала . . . . 25—30 »
5. Пестроцветные (серые, зеленоватые, фиолетовые) хлоритсодержащие известняки с редкими прослоями туффитов, железистых и марганцовистых известняков . . 5—7 »

Верхнекаражальская свита сложена пестроцветными кремнисто-карбонатными породами, известняками, включающими пласты и линзы железных и марганцевых руд, яшм. Разрез толщи следующий (снизу вверх):

1. В основании расположен горизонт, сложенный железисто-кремнистыми и марганцовистыми известняками, карбонатно-кремнистыми породами, пестроцветными известняками Отдельные слойки сложены браунитом и гаусманитом . . . . . 12 м
2. Марганцево-железистый горизонт состоит из чередования рудных слоев, число которых достигает 20, браунитовых, браунит-гаусманитовых, гематитовых, реже маг-

нетитовых и якобситовых руд, железистых яшм, марганцовистых известняков . . . . . 50 »

3. Горизонт тонкослоистых марганцево-железистых кремнистых известняков, известняково-кремнистых пород, кремнистых сланцев, яшм (рудные минералы представлены гематитом, браунитом, редко гаусманитом) . . . . 14 »
4. Горизонт, в котором переслаиваются известняково-кремнистые породы, кремнистые известняки, железистые яшмы, сидерит-хлорит-магнетитовые и гематитовые руды.

Скопления железных и марганцевых руд приурочены к разным стратиграфическим уровням. Наиболее крупные из них располагаются преимущественно в средней части красноцветных известняков верхнекаражальской свиты и в самом нижнем их горизонте. Небольшие линзообразные тела железных и марганцевых руд находятся и в кремнисто-карбонатных породах нижнекаражальской свиты.

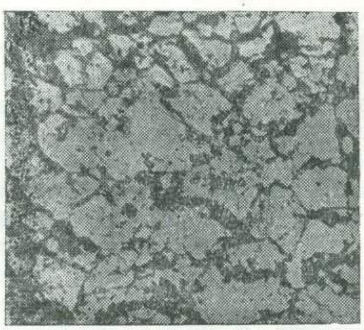


Рис. 71. Катаклазированная гаусманитовая руда. Трещины выполнены кальцитом (черное). Каражальское месторождение. Полированный шлиф. Увел. 70. По *Е. Грибову* (1966)

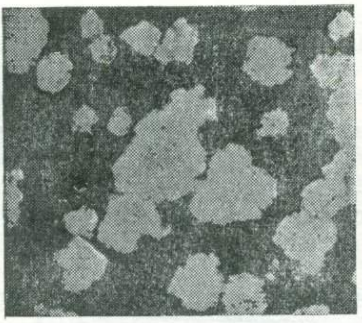


Рис. 72. Почковидные выделения браунита (светло-серое) среди кремнисто-известняковой породы (темно-серое). Каражальское месторождение. Полированный шлиф. Увел. 120. По *Е. Грибову* (1966)

Каражальское рудное поле ориентировано в широтном направлении и прослеживается с запада на восток на 12 км. Оно состоит из пяти крупных участков, представляющих собой самостоятельные залежи железных и марганцевых руд. Рудная пачка состоит из сложного чередования пластов, прослоев, линз кремнисто-карбонатных пород, яшм, гематитовых, гематит-магнетитовых, браунитовых, гаусманит-браунитовых, манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков. Протяженность ее 5 км при ширине 600—700 м и более. Мощность пластов железных руд 40—50 м, марганцевых — 10 м.

Промышленное значение на месторождении имеют руды, сформировавшиеся в условиях регионального метаморфизма (браунитовые, гаусманит-браунитовые, гематитовые, магнетит-гематитовые) и руды окисленные, возникшие в коре выветривания (псиломелановые, псиломелан-вернадитовые).

Текстуры первичных седиментационно-диагенетических руд, перекристаллизованных в условиях метаморфизма, обычно слоистые: тонкослоистые, линзовидные, плойчатые. Структуры их кристаллически-зернистые, кристаллобластические, катакластические (рис. 71, 72). Текстуры остаточных руд коры выветривания: колломорфные, натечно-скорлуповатые, концентрически-зональные и др.; структуры их — скрытокристаллические, гелевые и др.

Наиболее качественными рудами являются псиломелановые. Они содержат следующие компоненты (в вес.%): Mn более 50; Fe 0,8; P 0,03; S 0,28; SiO_2 2,32; Al_2O_3 2,14; CaO 1,12; MgO 0,09; BaO 0,44; CO_2 0,28; H_2O 4.

В полуокисленных гаусманит-браунитовых рудах марганца содержится примерно 40%; Mn + Fe 45—50%; SiO_2 не более 10%; Al_2O_3 + SiO_2 10—12%, CaO + MgO 5—6%, S — десятые доли процента, P — сотые доли процента.

В отношении генезиса Каражальского и других месторождений Атасуйского района высказываются соображения, что поступление марганцевых и железо-марганцевых растворов в бассейн седиментации происходило за счет эруптивных вспышек в связи с вулканической деятельностью и осуществлялось через систему разломов в фундаменте Джаильминского синклинория. Отдельные исследователи основным источником марганца считают коры выветривания эффузивно-осадочных пород ордовика, нижнего и среднего девона.

Запасы марганцевых и железо-марганцевых руд в месторождениях Джаильминского синклинория составляют около 100 млн. т, при среднем содержании марганца в первичных браунитовых и гаусманит-браунитовых рудах 30%, в полуокисленных браунит-псиломелановых рудах около 25%, в окисленных железо-марганцевых рудах — 19%.

Месторождение Тахта-Карача

Кремнисто-известняковая формация тахтакарачинского типа, по возрасту относящаяся к нижнему — среднему лудлоу, прослеживается в субширотном направлении в западной части Зеравшанского хребта на 250 км. В ее составе выделяются небольшие месторождения и рудопроявления марганцевых и железо-марганцевых руд: Тахта-Карача, Дауташ, Кзыл-Байрак, Зиаэтдинские и др.

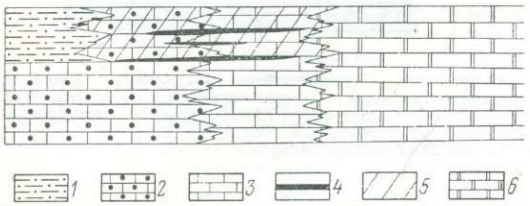


Рис. 73. Схема строения марганценосной кремнисто-известняковой формации тахтакарачинского типа.
По *Е. Грибову* (1972 г.).
1 — кремнистые сланцы; *2* — кремнисто-известняковые породы; *3* — известняки; *4* — марганцевые карбонатные руды; *5* — марганецсодержащие породы; *6* — доломиты

Месторождение Тахта-Карача приурочено к изоклинальной синклинальной складке с нормальным северным и опрокинутым южным крылом. Крылья складки сложены песчано-сланцевыми отложениями нижнего силура, в ядре выходят верхнесилурийские карбонатные породы. Углы падения пород колеблются от 55 до 80°.

В строении марганценосной формации, развитой на месторождении Тахта-Карача, отмечается последовательная смена по латерали кремнистых и кремнисто-известняковых пород с заключенными внутри них пластами марганцевых карбонатных руд и марганцовистых известняков известняками и доломитами (рис. 73).

Разрез формации, по данным Е. Соколовой (1963), следующий (снизу вверх):

1. На песчано-сланцевой толще нижнего силура залегают серые, мелкозернистые плитчатые известняки, в основании разреза иногда известковистые сланцы	200—250 м
2. Известняки белые, мелкозернистые, массивные . .	30—40 »

3. Зеленовато-серые рассланцованные эффузивы и их туфы . . . . . 200—220 м
4. Известняки светлые, кристаллические . . . . . 80—90 »
5. Марганцерудная пачка кремнистых, темно-серых и черных плитчатых тонкополосчатых и массивных известняков с пластами родохрозитовых и манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков; мощности двух вскрытых пластов марганцевых карбонатных руд колеблются . . . . . от 6 до 8 »
6. Известняки мраморизованные, светлые, массивные до 500 »

В подрудной и рудоносной толщах наблюдаются прослои доломитов и доломитовых пород, пирокластический материал играет резко подчиненную роль (Е. Грибов, 1972 г.).

В сложении первичных марганцевых и железо-марганцевых руд участвуют карбонаты марганца и железа: родохрозит, кальциевый и железистый родохрозит, манганокальцит, марганцовистый кальцит, сидерит. К второстепенным минералам относятся: пирит, марказит, халькопирит.

В условиях поверхностного выветривания на марганцевых карбонатных рудах образовалась марганцевая шляпа. Остаточные окисленные руды представлены главным образом вернадитом концентрически-зонального и колломорфного строения, а также минералами группы псиломелана, пиролюзитом (рамсделлитом). К метаморфическим минералам относится спессартин.

Пласты родохрозитовых и родохрозит-манганокальцитовых руд содержат следующие компоненты (в вес. %): Mn до 14—16; Al_2O_3 0,2—0,7; Fe_2O_3 следы; FeO 2—4; CaO 16—20; MgO 1—3; нераств. остаток 28—40; CO_2 22—28; $C_{орг}$ до 1,4, P сотые доли %.

Одни исследователи считают, что рудные концентрации месторождения Тахта-Карача имеют вулканогенно-осадочный генезис (Соколова, 1963). Другие (Е. Грибов, 1972 г.) отдают предпочтение хемогенно-осадочной теории образования кремнисто-карбонатных пород и марганцевых руд, связывая поступление марганца с выветривающимися породами островной суши.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Группа марганценосных вулканогенно-осадочных формаций подразделяется по составу на формацию зеленокаменного ряда, связанную со спилито-кератофировым вулканизмом, и формацию порфирового ряда, обусловленную вулканизмом трахилипаритового состава (Шатский, 1954). Спилито-кератофиро-кремнистая марганценосная формация формируется преимущественно в эвгеосинклинальных, порфировая — в миогеосинклинальных и лишь отчасти в эвгеосинклинальных зонах.

В спилито-кератофиро-кремнистой марганценосной формации распространены преимущественно бедные силикатные, иногда карбонатные и редко окисные марганцевые руды. Для формации этого типа характерна повышенная кремнистость отложений. Обычно содержатся медь, никель, кобальт, ванадий, хром; их концентрации существенно выше кларка. С зеленокаменным вулканизмом связана значительная группа небольших южноуральских марганцевых месторождений и рудопроявлений, располагающихся среди девонских яшм и кремнистых сланцев, слагающих западный борт Магнитогорского синклинория.

Порфиро-кремнистая формация отличается значительным распространением окисных марганцевых руд (пиролюзит-псиломелановых, браунитовых, гаусманит-браунитовых). В окисных рудах и вмещающих их породах часто

наблюдаются высокие кларки концентрации свинца, цинка, бария, меди и других элементов. Примером вулканогенно-осадочного марганцевого месторождения порфирового ряда может служить Дурновское, расположенное на Салаире.

СПИЛИТО-КЕРАТОФИРО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения Примагнитогорской группы

Спилито-кератофиро-кремнистая марганценосная формация, развитая на восточном склоне Южного Урала, слагает западный борт Магнитогорского синклинория и прослеживается в субмеридиональном направлении почти на 300 км. В ее составе выделяются: 1) ирендыкская свита нижнего девона (диабазо-порфиритовая туфово-кремнистая, включающая уразовский марганценосный горизонт; 2) карамалыташская эйфельская свита среднего девона (спилито-кератофировая, с биккуловским марганценосным горизонтом, залегающим среди туфов, пироксен-плагиоклазовых порфиритов и альбитофиров); 3) улутауская живетская свита среднего девона (андезит-дацитовая, с наиболее продуктивным бугулугырским кремнисто-яшмовым марганценосным горизонтом). Мощность формации 5 км. Все толщи сильно дислоцированы, собраны в крутые складки, разбиты системой разрывных нарушений. Выделяются также крупные региональные дорифейские разломы глубокого заложения, оказавшие существенное влияние на развитие девонского эвгеосинклинального морского бассейна и его вулканизм.

Марганцевые тела всех рудоносных горизонтов генетически связаны с кремнистыми породами, серыми и красными яшмами, яшмовидными кварцитами, кремнистыми сланцами, залегающими среди основных и средних эффузивов и их туфов. Мощность горизонтов колеблется от нескольких метров до 80—130 м (бугулугырский горизонт в районах Губайдуллинского и Мамилинского месторождений).

Форма рудных залежей пласто- и линзообразная. Прослеживаясь на 300—500 м и более (месторождения Мамилинское, Кусимовское), рудный пласт часто пережимается, образуя цепочку разрозненных линз то плоских, то утолщающихся в центральных частях. Рудные пласты — линзы залегают согласно с напластованием вмещающих пород, повторяя их сложное строение (рис. 74). Мощность рудных прослоев и пластов колеблется от нескольких сантиметров до 4—5 м, составляя в среднем по месторождениям, приуроченным к бугулугырскому горизонту, 1—2 м. Слоистость первичных марганцевых руд обусловлена перемежаемостью тончайших браунитовых полосок (1—3 см) с безрудными кремнистыми яшмовидными слойками (2—5 см).

Минеральный состав руд зависит от интенсивности регионального и контактового метаморфизма. Наряду с широко распространенными силикатными марганцевыми рудами, представленными главным образом родонитом и бустамитом, реже тефроитом, пироксмангитом, пьемонтитом, севергинитом (Кожаевское месторождение), часто встречаются руды браунитовые, гаусманит-браунитовые (Файзулинское и другие месторождения) и лишь изредка карбонатные. По простиранию и падению рудных слоев наблюдаются фациальные переходы окисных и силикатных марганцевых руд в карбонатные (Ялимбетовское месторождение).

На всех месторождениях развиты марганцевые шляпы. Окисленные руды, образовавшиеся в самой верхней зоне коры выветривания по силикатным и карбонатным марганцевым рудам, являются наиболее богатыми (Mn от 35

до 50%, SiO_2 до 5%, P — сотые доли процента) и состоят из минералов окислов и гидроокислов марганца (псиломелана, пиролюзита, вернадита). Среди них встречаются рыхлые (сажистые, порошковатые) и слабоуплотненные (пористые, ячеистые, ящичные) разности. Последние, отличаясь кусковатостью, могут использоваться для выплавки стандартных марок ферромарганца.

Качество силикатных руд невысокое: Mn 15—25% и менее, SiO_2 45—52%, CaO 5—7%, P 0,02—0,05%. В мономинеральных прослоях, сложенных родонитом, тефроитом, пироксмангитом и пьемонтитом, содержание марганца увеличивается до 30—35%.

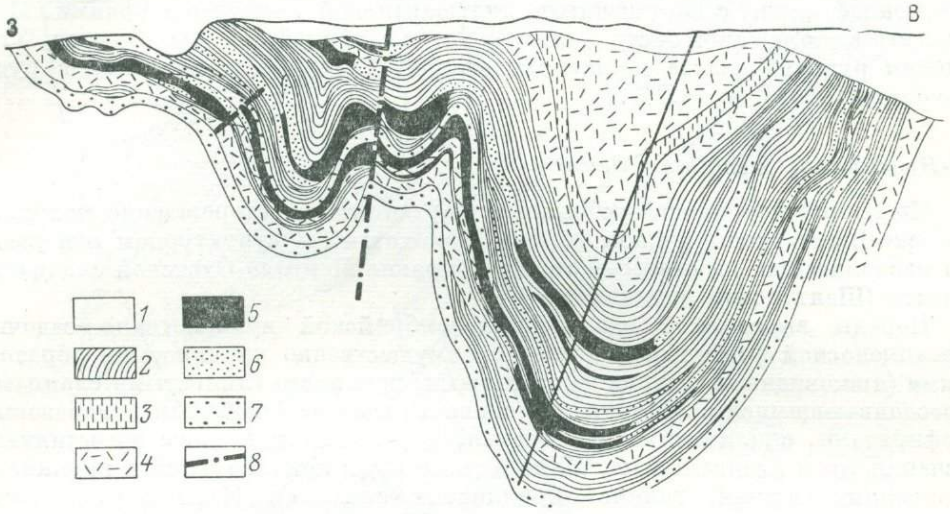


Рис. 74. Геологический разрез Кусимовского месторождения. По *А. Бетехтину* (1946).

1 — наносы; *2* — яшмы и кремнистые породы; *3* — туффиты; *4* — туфы; *5* — высокосортные руды; *6* — низкосортные руды; *7* — туфы оруденелые; *8* — сбросы

Химический состав браунитовых и псиломелан-браунитовых полуокисленных руд (в вес. %) отличается непостоянством и зависит от их разубоживания кремнистыми и яшмовыми прослоями: Mn 31,6—45 (в подсчетных блоках не превышает 37—33), SiO_2 11,5—45; Fe_2O_3 1,5—7,5, P — сотые доли процента.

Почти все богатые марганцерудные шляпы, расположенные близ г. Магнитогорска, были отработаны в годы Великой Отечественной войны. Количества в первичных окисных и силикатных рудах V, Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Be, Ga, Mo, W не превышают кларковых содержаний.

Большинство исследователей считают, что рассматриваемый тип марганцевых месторождений является вулканогенно-осадочным метаморфизованным (Херасков, 1951; Нестоянова, 1963; Гаврилов, 1972, и др.)

Суммарные запасы полуокисленных и первичных осадочных метаморфизованных руд (в основном силикатных) оцениваются в 3 млн. т. Разобщенность рудных залежей, их мелкие размеры, низкое качество руд служат препятствием на пути промышленного освоения месторождений.

Клевакинское месторождение

Клевакинское среднедевонское месторождение марганцевых силикатных и карбонатных руд находится на Среднем Урале в Каменском районе. Оно располагается в пределах Алапаевско-Теченского мегасинклинория, в центральной

его зоне, характеризующейся развитием лав и туфов андезито-базальтового состава, кремнистых пород.

На месторождении установлено два рудных тела, залегающих в живетских глинисто-кремнистых сланцах. Главное из них — нижнее, лежащее в основании глинисто-сланцевого горизонта, прослеживается по простиранию на 160 м и падению на несколько десятков метров. Оно сложено силикатно-карбонатными марганцевыми рудами (олигонит-родохрозитовыми, иногда с примесью манганокальцита, родонита, спессартина), окисленными в кровле рудной залежи и у его выходов на земную поверхность. Рудный пласт имеет форму уплощенной линзы с нарушенными дизъюнктивной тектоникой краями. Мощность его в утолщенной части достигает 9 м, с глубиной она уменьшается. Углы падения рудного пласта не превышают 50°. Содержание марганца в рудах колеблется от 8,7 до 44,2%.

Ир-Нимийское месторождение

Ир-Нимийское нижнекембрийское марганцевое месторождение находится в Удско-Шантарском рудном районе Приохотья. В структурном отношении оно располагается на северо-восточной окраине Монголо-Охотской складчатой области (Шантарском антиклинории).

Породы выделяемой здесь нижнекембрийской вулканогенно-осадочной марганценосной формации сложены преимущественно кремнистыми образованиями (яшмовидными кварцитами, яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами), переслаивающимися с эффузивами основного состава (диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами) и их туфами, туфобрекчиями, реже известняками, песчаниками и алевролитами. Марганцевые руды локализуются в кремнистых отложениях (яшмах, глинисто-кремнистых сланцах). Наблюдаются частые переслаивания пластов браунитовых руд с безрудными яшмовидными кварцитами. По текстурным особенностям среди браунитовых руд выделяются руды массивные, мелкозернистые, с содержанием марганца от 32 до 55% и руды линзовидно-слоистые, в которых количество марганца обычно не превышает 28—30%. Данные опробования свидетельствуют о достаточно высоком качестве марганцевых руд, позволяющем относить их к малофосфористым (P 0,04—0,06%) и слабожелезистым (Fe до 1,5—2,0%). Рудные тела по простиранию прослеживаются на сотни метров при мощности от 1—2 до 5—10 м и более.

Менее распространены на месторождении карбонатные (родохрозитовые и манганокальцитовые) руды, пространственно обособляющиеся на контакте кремнистых и известняковых прослоев. Содержание марганца в них колеблется от 22 до 46%.

Запасы руд Ир-Нимийского месторождения и всего Удско-Шантарского марганценосного района с учетом значительного протяжения (свыше 100 км) нижнекембрийских вулканогенно-осадочных рудоносных отложений оцениваются в 100 млн. т.

ПОРФИРО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Дурновское месторождение

Порфиро-кремнистая формация, включающая Дурновское месторождение марганцевых руд, расположена на Северо-Восточном Салаире. Она обнажается в ядре Урско-Бачатской антиклинали в зоне резкого сужения складчатых

осадочных и вулканогенно-осадочных пород главриловской и печеркинской свит нижнего — среднего кембрия, осложненных многочисленными дизъюнктивными нарушениями, придающими этому участку разломно-блоковый характер строения.

К собственно марганценосной пачке рассматриваемой формации относятся пласты слабо железистых и марганцевистых кварцитов, часто яшмовидного

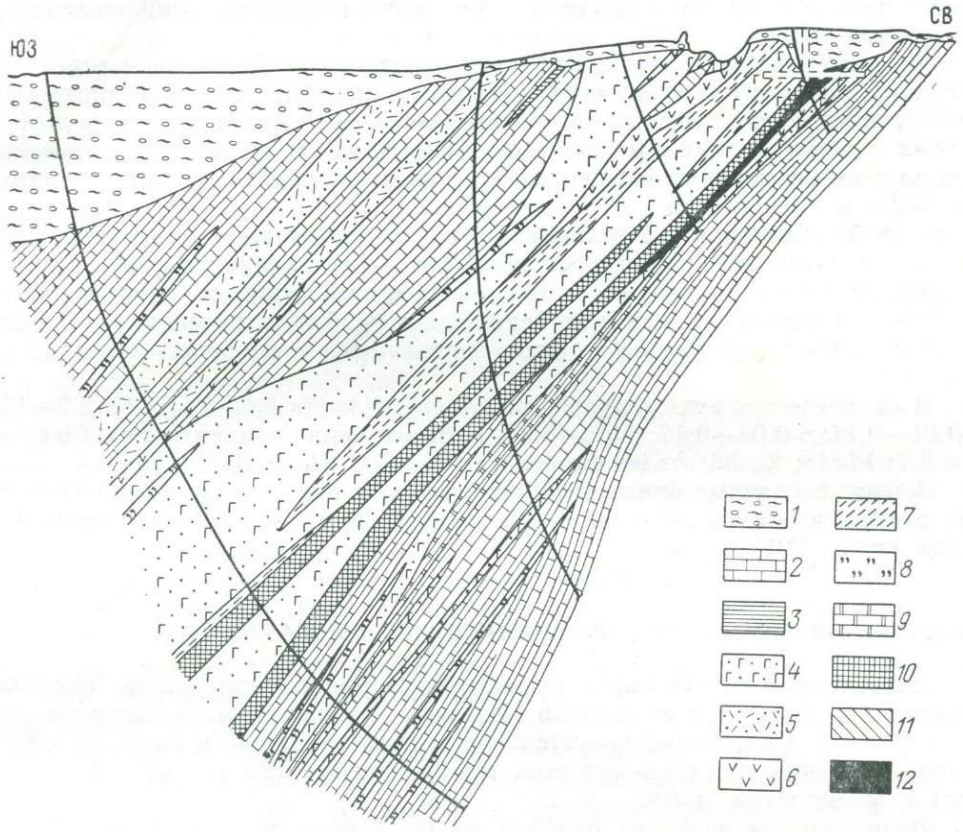


Рис. 75. Геологический разрез Дурновского месторождения. По *А. Суслову* (1964).
1 — глины и галечники; *2* — известняки; *3* — серицитовые сланцы; *4* — кварцевые порфиры; *5* — туфы и туффиты; *6* — диабазы; *7* — яшмы; *8* — кварцевые жилы; *9* — карбонатные руды; *10* — браунитовые руды; *11* — гематитовые руды; *12* — псиломелановые руды

облика, переслаивающиеся с пластами и пропластками браунитовых руд, эффузивными кварцевыми порфирами (рис. 75).

Породы рудоносной пачки перекрываются без видимого несогласия толщей известняков, среди которых послойно размещаются горизонты пирокластических образований, представленных кислыми туфами, туфопесчаниками, туфосланцами и туфоизвестняками. Текстура вулканитов сланцеватая, структура — бластопсаммитовая; в составе обломков преобладает кварц, встречаются фельзиты, вулканическое стекло, пепловые частицы, реликты измененных зерен плагиоклазов. Отмечается почти повсеместная гематитизация.

Среди подрудных пород преобладают светлые, слоистые, мелкокристаллические известняки. Переход марганцерудной пачки в подстилающие извест-

няки постепенный, через маломощные кварцитовые, яшмовидные, кремнистые и кремнисто-известняковые прослои.

Выделяются два главных типа промышленных марганцевых руд: 1) первичные браунитовые руды массивной, слоистой и брекчиевой текстуры, слагающие все марганцерудные тела; 2) вторичные псиломелановые руды, являющиеся продуктом изменения в гипергенных условиях браунитовых руд и представленные натечно-скорлуповатыми, почковидными и корковыми образованиями.

Рудная пачка месторождения не представляет собой единого марганцерудного тела. Она состоит из отдельных рудных залежей пластовой и линзовидной формы, переслаивающихся со слабо ожелезненными и омарганцеванными кварцитами и порфироидами. Мощность ее около 40—50 м. Рудные тела прослеживаются с юго-востока на северо-запад на расстоянии 300 м, углы падения их 45—50°.

В этой сложно построенной пачке пород отчетливо выделяются девять пластов — линзовидных браунитовых тел. Они характеризуются неравномерным пространственным развитием: то быстро выклиниваются, то прослеживаются до 180—200 м по простиранию и более чем на 150 м по падению при средней мощности около 4 м. Мощность руд в центральных частях линз колеблется от 4 до 5 м.

В браунитовых рудах содержатся (в вес. %): Mn 6,5—26,5; Fe 2,2—13,3; P 0,01—0,11; S 0,09—0,17; SiO_2 15,5—48,6; в кларках концентрации: Cu в среднем 2,7; Pb 48; Zn 36; As 60; Ba 33; Ag 150—200, Sb до 1000 и более.

Запасы первичных окисных (браунитовых) и окисленных псиломелановых руд месторождения оцениваются в 0,6 млн. т при среднем содержании марганца около 20%.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ (ДЖЕСПИЛИТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Марганценосная железисто-кремнистая формация латерально связана с чрезвычайно крупными собственно железисто-кремнистыми формациями (джеспилитовыми). Она характеризуется отчетливым парагенезом окисных марганцевых, железных руд (браунитовых, гаусманитовых, гематитовых, магнетитовых) и кремнистых пород.

Формация эта довольно слабо изучена. Представительным примером ее в СССР может служить рифейская марганценосная железисто-кремнистая формация Малого Хингана и ряд других месторождений. Однако несмотря на относительно умеренные масштабы рудоносности этой формации в СССР, в других регионах мира с ней связаны сравнительно крупные марганцевые месторождения в Бразилии (штаты Минас Жераис, Мату Гросу, Байа), Южно-Африканской Республике (районы Постмасбурга и Калахари) и др.

Месторождения Малого Хингана

К рифейской железисто-кремнистой марганценосной формации, распространенной в южной части Малого Хингана на Дальнем Востоке приурочен целый ряд месторождений, характеризующихся смешанным железо-марганцевым оруденением (Поперечное, Охринское, Серпуховское и др.). Марганценосная формация входит в состав верхнепротерозойской толщи, слагающей южную часть

Хингано-Буреинского поднятия и представлена комплексом сильно дислоцированных (складчатых, разбитых дизъюнктивными нарушениями) осадочно-метаморфических пород, прослеживающихся от р. Амура в сторону ж.-д. ст. Кимкан на десятки километров.

В разрезе формации, стратиграфически отвечающей объему «рудоносной свиты», выделяются подрудная, рудная и надрудная пачки пород суммарной мощностью 300—400 м.

Подрудная пачка сланцевая кремнисто-глинистая с прослоями и линзами песчаников, доломитов и доломитовых брекчий залегает без видимого несогласия на доломитовых отложениях мурандавской свиты.

Рудная пачка мощностью 30—35 м сложена кремнистыми породами (кремнистыми сланцами, яшмовидными кварцитами, марганцовистыми и железистыми кварцитами), сохраняющими первоначальную тонкослоистую текстуру. В нижней части пачки развиты преимущественно кремнистые марганцевые руды, в верхней — железные руды. Рудная пачка подстилается пластом доломитовых брекчий мощностью от 1—2 до 30 м.

Надрудная пачка сланцевая, глинистая, углисто-глинистая, включающая прослои доломитов и доломитизированных известняков. Перекрывается марганценосная формация толщей битуминозных известняков и углисто-глинистых сланцев лондоковской свиты.

На месторождениях Поперечном, Серпуховском, Столбухинском на глубинах 200—400 м наблюдаются латеральные переходы окисных марганцевых руд (браунитовых, браунит-гаусманитовых, браунит-гематитовых) в окисно-карбонатные и карбонатные. Пласт марганцевых руд по простиранию прослеживается на несколько сотен метров (Игнатьева, 1962). В западной рудоносной полосе мощность железо-марганцевого пласта 8—9 м. В центральной и восточной рудных полосах происходит почти полное его выклинивание.

Среди первичноокисных руд выделяются: браунитовые, гаусманит-браунитовые, гематит-браунитовые. В карбонатных рудах главными рудообразующими минералами являются родохрозит и олигонит. Вблизи гранитоидных массивов встречаются силикатные разности руд: родонитовые, содержащие в переменных количествах бустамит, тефроит, спессартин, пьемонтит. В коре выветривания развиваются гиролюзит-псиломелановые руды.

Содержание марганца в наиболее распространенных на месторождениях первичных окисных рудах колеблется в широких пределах, достигая 35% и более. Среднее содержание марганца из-за высокой кремнистости руд снижается до 21% и может быть повышено путем обогащения. Запасы их оцениваются в 10 млн. т.

Марганцевые и железо-марганцевые руды Малого Хингана относятся к первичноосадочным образованиям, перекристаллизованным в условиях регионального и контактового метаморфизма. Формирование железисто-кремнистой марганценосной формации происходило в рифейско-кембрийских меридионально ориентированных нешироких прогибах на жестком (типа срединных массивов) протерозойском субстрате. Источником кремнекислоты, марганца и железа могли быть близко расположенные выветривающиеся участки суши. Часть рудоносных растворов совместно с кремнекислотой могла быть привнесена по зонам глубинных разломов из магматического очага.

К этой же формации относится Биджанское и другие месторождения на севере Малого Хингана и Ханкайского массива.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Марганцерудные коры выветривания широко развиты на многих континентах; особенно крупные скопления богатых марганцевых руд формируются на древних платформах и щитах, расположенных в тропической экваториальной зоне (марганцевые месторождения Индии, Габона, Ганы, ЮАР, Бразилии и др.). Основное количество добываемых товарных марганцевых руд зарубежных стран связано с этим типом месторождений; достоверные запасы марганцевых руд коры выветривания составляют от 85 до 90% всех разведанных запасов зарубежных стран.

Небольшие месторождения коры выветривания известны и в Советском Союзе. Разведанные запасы окисленных марганцевых руд, образовавшихся в условиях коры выветривания, составляют около 2% от суммы всех учтенных балансом запасов нашей страны. Окисленные марганцевые руды в настоящее время в СССР добываются лишь при попутной отработке других типов марганцевых руд.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Постмагматические контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения, известные на территории Советского Союза, заключают в себе ничтожно малые запасы марганцевых руд и практически промышленной ценности не представляют. По физико-химическим условиям минералообразования и пространственной локализации этих гипогенных рудных проявлений выделяются два типа месторождений: контактово-метасоматические с преимущественным развитием небольших штоковых, гнездовых и линзовидных форм залежей, и жильные со сложно меняющейся конфигурацией рудных проявлений.

Контактово-метасоматические месторождения образуются обычно в зоне контакта марганценосных карбонатных пород (известняков, доломитов, мраморов, известняково-кремнисто-глинистых сланцев) с интрузиями основного, среднего и реже кислого состава. Контактово-метасоматические руды известны на Левобережном участке Икат-Гаргинского верхнепротерозойского месторождения (Забайкалье), где они приурочены к контакту каледонских гранитов. Первичные кремнисто-карбонатные марганцевые руды (преимущественно манганокальцитовые), содержащие до 15% марганца, в приконтактовой зоне превращены в кварц-родонит-бустамитовые (с марганцевым пироксеном), и образуют пласты-линзы, гнездовидные и прожилковидные по форме рудные скопления. Мощность таких линз в центральной части 30 м, протяженность до 1—2 км. Залегают они согласно с вмещающими их марганценосными кремнисто-карбонатно-сланцевыми породами. По направлению к гранитному массиву увеличивается силикатная минерализация в рудах до полного исчезновения манганокальцита. Содержание марганца в сплошных рудах колеблется от 20,2 до 24,5%.

Образование жильных месторождений связывается с циркуляцией постмагматических гидротермальных растворов, которые, проходя через осадочные известняковые, известняково-кремнисто-глинистые и кремнистые породы с повышенным относительно кларка содержанием марганца, могли частично растворять и переотлагать марганец в виде гнезд и жилообразных тел. Известны многочисленные как мелкие, так и значительных размеров кварцевые жилы с крупнокристаллическими выделениями пиролюзита, браунита, гаусманита,

якобсита, родохрозита (Цедисское, Кодманское верхнемеловые марганцевые месторождения Грузии).

Гидротермальные (Бетехтин, 1946) марганцевые месторождения и рудопроявления в Тагило-Кушвинском районе (Сапальское, Липовское, Казанское и др.), расположенном в 100—120 км к северу от г. Свердловска на восточном склоне Урала, генетически связаны с вулканогенно-осадочными силурийскими — раннедевонскими отложениями туринской свиты. Гидротермальная марганцевая минерализация известна в Каражальском месторождении (фриделит, родохрозит, марганецсодержащий кальцит), на Дауташском марганцевом месторождении, расположенном в Зеравшанском хребте (гауерит, спессартин) и на ряде других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авалиани Г. А. Генетические типы марганцевых месторождений Грузии. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, с. 225—237.

Андрущенко П. Ф. Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1951, 98 с. («Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 150.)

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій) за загальним керівництвом академіка АН УРСР В. Г. Бондарчука. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 78 с.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946, 315 с.

Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 28—64. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 70.)

Варенцов И. М. О главнейших марганценосных формциях. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 119—173. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 70).

Варенцов И. М. К познанию условий образования Никопольского и других месторождений Южно-Украинского марганцерудного бассейна. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 1, с. 25—39.

Варенцов И. М. и др. Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцерудного бассейна. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, с. 179—198.

Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых (доклад на конференции, апрель, 1935 г.). — В кн.: Избранные сочинения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954_1, с. 528—542.

Вернадский В. И. Очерки геохимии, история марганца. — В кн.: Избранные сочинения, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954_2, с. 74—89.

Гаврилов А. А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М., «Недра», 1972, 216 с.

Грибов Е. М. Петрографические типы руд Караджальского месторождения. — В кн.: Марганцевые и железорудные концентрации Джаильминской мульды. М., «Наука», 1966, с. 34—48.

Грязнов В. И. Закономерности размещения марганцевых руд на территории Украинской ССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, ч. II, 1960, с. 160—172.

Грязнов В. И. Закономерности размещения высококачественных марганцевых руд на Никопольском месторождении. Сб. научн. трудов НИИгеол. Днепропетровск. ун-та, вып. 4, 1971, с. 42—53.

Грязнов В. И., Селин Ю. И. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения (УССР). — «Геология рудных месторождений», 1959, № 1, с. 35—55.

Данилов И. С. Вещественный состав и геохимия пиролюзито-псиломелановых окисленных руд Никопольского месторождения. Сб. научн. трудов НИИгеол. Днепропетровск. ун-та, вып. 4, 1971_1, с. 62—72.

Данилов И. С. Происхождение рудной зональности Никопольского марганцевого месторождения. Бюлл. МОИП, отдел геол., 46, вып. 6, 1971_2, с. 131—132.

Дзоценидзе Г. С. О генезисе Чиатурского месторождения. — «Литоло-

гия и полезные ископаемые», 1965, № 1, с. 3—17.

Игнатьева Л. А. Геологические условия формирования пород рудоносного комплекса Малого Хингана. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно метаморфических пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 212—220.

Икошвили Д. В. К литологии олигоценовых отложений Чиатурского марганцевого месторождения, 1971, с. 189—193. («Труды Кавказск. ин-та минер. сырья», вып. 9).

Калиненко В. В., Шумихина И. В., Гусарева А. И. Марганценосные отложения Лабинского месторождения и распределение в них ванадия, хрома, никеля и меди. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, с. 242—256.

Калинин В. В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М., Изд-во АН СССР, 1963, 124 с.

Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. М., «Недра», 1964.

Макушин А. А. О марганце в нижнепермской гологенной формации Башкирского Приуралья. — «Докл. АН СССР, сер. геол.», 1970, т. 191, № 6, с. 1381—1384.

Махарадзе А. И., Чхеидзе Р. Г. Литология олигоценовых отложений Квирильской депрессии и о генезисе связанных с ними полезных ископаемых. Тбилиси, 1971, с. 177—188. («Труды Кавказск. ин-та минер. сырья», вып. 9).

Миртов Ю. В. и др. Марганценосные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия (синия) Западной Сибири. Осадочные формации Сибири. Новосибирск, 1964, с. 110—118 («Труды V Всесоюз. литолог. совещ.», т. 2).

Мухин А. С., Ладыгин П. П. Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд. — «Вестник ЗСГУ», 1957, № 2, с. 29—37.

Нестоянова О. А. Вулканизм восточного склона Южного Урала. Магматизм, метаморфизм. — В кн.: Металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 27—47. (Труды Первого Уральск. петрограф. совещ.)

Никопольский марганцерудный бассейн. Под ред. А. Г. Бетехтина. М., «Недра», 1964, 535 с.

Рабинович С. Д. Северо-Уральский марганцерудный бассейн. М., «Недра», 1971, 262 с.

Рахманов В. П. Марганцевые руды. — В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых. М., «Наука», 1967, с. 80—100.

Рахманов В. П., Чайковский В. К. Генетические типы осадочных марганценосных формаций. — «Советская геология», 1972, № 6, с. 22—32.

Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца (искусственные соединения, минералы и руды). М., Изд-во АН СССР, 398 с.

Рожнов А. А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джаильминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР, М., «Наука», 1967, с. 311—324.

Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. М., Изд-во АН СССР, 1963, 196 с.

Соколова Е. А. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет). — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 3, с. 64—80.

Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака. — «Бюл. научно-техн. информ. Мин-во геологии СССР», № 3. Госгеолтехиздат, 1958, с. 8—10.

Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса. М., «Наука», 1968, с. 495. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 185.)

Суслов А. Т. Марганец. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1964, с. 100—170.

Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганцевых отложений Мангышлака. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 1, с. 75—92.

Тихомирова Е. С., Черкасова Е. В. О распределении малых элементов в рудах Мангышлакского месторождения марганца. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Недра», 1967, с. 258—273.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 328—348.

Ходак Ю. А., Рахманов В. П., Ерощев-Шак В. А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1966, 107 с.

Чайковский В. К., Рахманов В. П., Ходак Ю. А. Принципы

составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций. М., «Недра», 1972, 49 с.

Чиатурское месторождение марганца. Под ред. А. Г. Бетехтина. М., «Недра», 1964, 244 с.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4, с. 3—37.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 3—23.

Шатский Н. С. О геологических формациях. — В кн.: Избранные труды, т. 3, М., «Наука», 1965, с. 16—51.

Штеренберг Л. Е. Очерк геохимии Северо-Уральских марганцевых месторождений. — В кн.: Геохимия осадочных месторождений марганца. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—71 («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 97.)

Park C. F. On the origin of manganese. 20-th International Geol. Congress, Sympos. Manganese, vol. 1, 1956, pp. 75—98.

Ramsdell L. S. An X-ray study of psilomelane and wad. American Mineralogist, vol. 17, 1932, pp. 143—149.

Richmond W. E., Fleischer M. Cryptomelane, a new name for the commonest of the «psilomelane» minerals. American Mineralogist, vol. 27, 1942, pp. 607—610.

Roy S. Classification of Manganese Deposits. Acta Mineralogica — Petrographica, Acta Universitatis Szegediensis, tom XIX, Fasc. I, Szeged, Hungaria, 1969, pp. 67—83.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТОВЫХ РУД

Из немногочисленных хромсодержащих минералов только хромшпинелиды важны в промышленном отношении и служат единственным источником получения металлического хрома и продуктов его химических соединений. В группе хромшпинелидов с общей формулой (Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)$_2$O$_4$ наибольший интерес представляют следующие минеральные виды: магнохромит (Mg, Fe)Cr$_2$O$_4$, алюмохромит (Mg, Fe) (Cr, Al)$_2$O$_4$, субферрихромит (Mg, Fe) (Cr, Fe)$_2$O$_4$ и в меньшей степени субферриалюмохромит (Mg, Fe) (Cr, Fe, Al)$_2$O$_4$.

В практике горного дела хромовую руду, состоящую из хромшпинелидов и силикатов, называют собирательным термином «хромит» или «хромитовая руда». Месторождения хромитов пространственно и генетически связаны с комплексами ультраосновных пород и принадлежат к группе магматических образований. Хромиты представляют собой определенную петрографическую разновидность среди ультраосновных пород, их фацию, и являются составным членом их дифференциационного ряда. Поэтому условия образования хромитов непосредственно связаны с образованием интрузивных тел ультрабазитов. Массивы ультраосновных пород размещаются в геосинклинальных областях, в зонах сопряжения геосинклиналей и платформ и на платформах. Ультраосновные массивы известны в большинстве геосинклинальных областей мира, время формирования которых охватывает период от допалеозоя до мезокайнозоя включительно. В этих структурах они располагаются в форме поясов и тесно сопряжены с региональными глубинными разломами. В платформенных условиях ультраосновные массивы также связаны с глубинными разломами (Wilson, 1969).

Степень насыщения геосинклинальных областей массивами ультрабазитов неодинакова. Занимаемая ими площадь в различных геосинклиналях составляет менее процента и лишь в редких случаях достигает 3—4% (о. Куба). На территории СССР массивы ультрабазитов наиболее распространены в Уральской складчатой области. Размеры выходов отдельных массивов на дневную поверхность также весьма различны и варьируют от площадей менее 1 до

2000 км². В платформенных областях размеры хромитоносных массивов достигают нескольких десятков тысяч квадратных километров.

В складчатых областях массивы ультрабазитов размещаются в эвгеосинклиналях и приурочены к глубинным разломам ранних этапов их развития. Наиболее хромитоносные интрузивы связаны с длительно развивавшимися глубинными разломами. Менее хромитоносны массивы ультрабазитов, находящиеся в связи с «короткоживущими» разломами.

Наиболее крупные месторождения хромитов заключены в массивах, возраст которых определяется как докембрийский (Индия), каледонский (Урал), герцинский (Иран, Турция и др.), альпийский (Югославия, Албания и др.). Сравнение выявленных запасов хромитов в разновозрастных ультраосновных интрузивах показывает, что древние структуры складчатых областей несколько более хромитоносны, возможно вследствие более глубокого эрозионного среза этих структур и заключенных в них массивов ультрабазитов.

Те или иные концентрации хромшпинелидов всегда заключаются в породах петрографических формаций ультрабазитов: перидотит-ортопироксенит-норитовой, перидотитовой, дунит-клинопироксенитовой, габбро-норит-гарцбургитовой, пикрит-долеритовой, дунит-клинопироксенит-ийолитовой и кимберлитовой.

Из всех перечисленных формаций только три являются промышленно-хромитоносными — это перидотит-ортопироксенит-норитовая (на платформах), габбро-норит-гарцбургитовая и перидотитовая (в складчатых областях). В геосинклинальных областях всего мира, так же как и на территории СССР, наиболее распространена перидотитовая формация, которая объединяет массивы существенно гарцбургитового состава с некоторым содержанием дунитов, лерцолитов, верлитов, пироксенитов и троктолитов.

По наличию и количественному соотношению перечисленных пород с гарцбургитами в ней выделяются субформации: собственно гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-троктолит-гарцбургитовая, дунит-лерцолит-гарцбургитовая и пироксенит-гарцбургитовая. Петрографическому составу комплекса пород, слагающих массивы, соответствует масштаб хромитового оруденения и качество руд. Крупные концентрации высокохромитовых руд связаны с наиболее дифференцированными массивами, которые относятся к дунит-троктолит-гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой субформациям. Вследствие высокой степени серпентинизации пород выделение отдельных петрографических разновидностей в пределах ультраосновных массивов не всегда удается произвести. Только в наиболее изученных складчатых областях Урала, Малого Кавказа и некоторых районов Сибири, где произведено крупномасштабное картирование массивов ультрабазитов, оказалось возможным отнесение того или иного массива к определенной субформации, а тем самым и оценка его потенциальной хромитоносности и качества руд.

В платформенных областях хромитовые месторождения связаны с гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формацией. Эту формацию обычно называют стратиформной, или расслоенной, так как она представлена интрузивными телами, в которых четко проявлена перемежаемость (псевдослоистость) пород различного состава, с преимущественным развитием ультраосновных в нижней части и габброидных и более кислых в средней и верхней частях (Уэйджер, Браун, 1970). Месторождения хромитов в них представлены пластообразными залежами относительно малой мощности (от 0,1 до 1,0 м), но значительной протяженности, достигающей десятков и даже сотен километров.

В СССР хромитовых месторождений, находящихся в платформенных условиях не известно, а охарактеризованная формация пока не выявлена.

Согласно классификации А. Бетехтина (1937) и дополнениям к ней Г. Соколова (1948), для хромитовых месторождений намечаются четыре генетических типа.

1. Раннемагматические (протомагматические) сегрегационные месторождения, возникшие в раннюю магматическую стадию формирования интрузивов в результате гравитационной дифференциации. К этому генетическому типу относятся пластообразные залежи хромитов стратиформных расслоенных интрузивов платформенных областей (Бушвельд, Великая дайка, Скергаардский интрузив и др.). В СССР промышленных месторождений подобного типа пока не известно.

2. Позднемагматические (гистеромагматические) месторождения, возникшие в позднюю стадию формирования интрузивов из остаточных рудносиликатных расплавов при участии летучих компонентов. В этом генетическом типе Г. Соколов (1948) выделил месторождения а в т о м а г м а т и ч е с к и е — сингенетические с вмещающими породами и г е т е р о м а г м а т и ч е с к и е — инъекционные, возникшие при внедрении остаточных рудносиликатных расплавов из нижерасположенных зон в интрузиве. К этому генетическому типу относятся все главнейшие промышленно важные месторождения хромитовых руд массивов геосинклинальных областей.

3. Гидротермальные месторождения, образовавшиеся в результате растворения и переотложения гидротермальными растворами хромшпинелидов и хромсодержащих породообразующих минералов ультрабазитов. Хромиты такого происхождения образуют гнезда и жилы. В СССР месторождения этого типа не известны. По данным О. Варма (1971 г.), такой генезис имеют некоторые месторождения Индии.

4. Месторождения выветривания — элювиальные, делювиальные и прибрежно-морские отложения; встречаются редко и большого значения не имеют. Делювиальные рудные скопления разрабатываются в СССР на Сарановском месторождении. В Японии добывается хромитовый концентрат из прибрежно-морских россыпей.

Приведенная классификация построена на допущении, что хромитовые концентрации возникают в камере интрузива при его остывании. Новые данные по хромитоносным интрузивам, такие, как установленная приуроченность интрузивов к региональным разломам глубокого заложения, а наиболее крупных рудных концентраций в них — к зонам, прилежащим к подводящим каналам, тесная пространственная и генетическая связь руд определенного химического состава с определенными петрографическими фациями, а наиболее высокосортных руд — с самыми глубинными фациями, наряду с новыми данными по глубинной геологии дают основание предполагать, что процессы отделения рудносиликатных расплавов от материнских магматических масс проходили как в подкоровых условиях (верхняя мантия), так и на пути их продвижения по глубинным разломам в верхней части земной коры.

Факторами, определяющими перспективную хромитоносность ультраосновных массивов геосинклинальных областей, служат:

1) принадлежность массива к дунит-гарцбургитовой, дунит-троктолит-гарцбургитовой и гарцбургитовой субформациям перидотитовой формации, или к габбро-норит-гарцбургитовой формации;

2) приуроченность массива к длительно развивавшемуся региональному разлому, разделяющему структуры первого порядка;

3) нахождение массива в каледонских или герцинских структурах; более древние и более молодые интрузивы менее перспективны;

4) глубокий эрозионный срез интрузива. Немаловажное значение имеют размер массива и его форма. В крупных массивах локализуются большие по размерам рудные тела (Кемпирсайский массив) и только в отжатых от погребенных тел ультрабазитов апофизах оруденение иногда может быть заключено в небольших по площади массивах (Сарановский массив).

В Советском Союзе хромитовые месторождения и рудопроявления известны во многих районах Урала, Кавказа, Центральной и Восточной Сибири, на Камчатке, Чукотке, Сахалине и в ряде других мест. Однако главнейшим из них был и остается Урал. В Уральской складчатой области известно более 25 районов, в которых в разное время производилась добыча хромитовой руды. Существенное значение имели Верблюжьегорский, Гологорский, Ключевской, Ак-Каргинский, Орско-Халиловский, Алапаевский, Белорецкий и ряд других рудных районов. Добыча хромита производилась и в Закавказье в Шоржинском, Гей-Даринском, Ипягском и некоторых других ультраосновных массивах.

Все хромитовые месторождения СССР находятся в массивах ультраосновных пород, размещенных в складчатых областях, и не известны в платформенных структурах. Исключение составляет Златогорский расслоенный габбро-перидотитовый массив, с его непромышленным хромитовым оруденением, залегающий в Кокчетавской глыбе.

В настоящее время эксплуатация месторождений в СССР ведется в двух районах Урала — Донской группе хромитовых месторождений, находящейся в юго-восточной части Кемпирсайского массива и в Сарановском месторождении.

ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПЕРИДОТИТОВОЙ ФОРМАЦИЕЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ, НАХОДЯЩИЕСЯ В МАССИВАХ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ

К этой субформации относятся уникальные по масштабам оруденения Донские хромитовые месторождения, находящиеся в юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале. Сюда же относятся хромитовые месторождения Шоржинского массива, залегающие в ультрабазитовом поясе Малого Кавказа. В ультраосновных поясах других геосинклинальных областей СССР вследствие недостаточной их изученности эта хромитоносная субформация еще не выявлена.

Из зарубежных месторождений хромита к этой формации относятся некоторые месторождения Турции (Гулеман) и о. Кубы (массив Маяри-Баракоа).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА

Кемпирсайский хромитоносный массив находится в Актюбинской области Казахской ССР, на южной оконечности Урала, в пределах Центрального Уральского поднятия. Находки хромитов в этом массиве впервые отмечались Ф. Карповым в 1920 г. В 1936 г. геолог П. Долгов обнаружил коренные выходы хромитов. В 1937 г. партия под руководством геолога А. Конева открыла Джарлыбутакские и Донские месторождения (Гигант, Спутник, Алмаз-Жемчужина и др.). Дальнейшие геологоразведочные и научно-исследовательские работы определили крупные масштабы месторождений.

Геологическое положение и форма массива

Кемпирсайский массив ультраосновных пород расположен на южной оконечности Урала, в пределах Уралтауского мегантиклинория, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями. С востока Уралтауский мегантиклинорий граничит с Магнитогорским синклинорием, отделяясь от него региональным разломом. По данным сейсмического зондирования в районе южной части Кемпирсайского массива, на широте г. Хромтау, мощность земной коры до раздела Мохоровичича составляет 51 км, а мощность «базальтового» слоя определяется здесь в 25 км. Кемпирсайский массив вытянут в субмеридиональном направлении на 82 км согласно направлению зоны разлома. Ширина массива в плане значительно меняется. Так, на севере она составляет 0,6 км, южнее, на широте пос. Батамшинск, 13 км, а в южной части достигает 31,6 км. Общая площадь массива 920 км² (рис. 76).

По условиям залегания северная и южная части массива имеют существенные различия. Северная часть массива залегает в основном согласно с направлением сланцеватости верхнепротерозойских отложений в висячем боку и верхнетремадокских отложений ордовика — в лежачем. Эта часть массива представляет собой моноклинально падающее на запад тело мощностью до 2,5 км с углами падения от 40 до 60°. Восточный контакт здесь во многих участках является, по-видимому, тектоническим. В районе сочленения моноклинальной залежи с южной частью массива вмещающие породы представлены отложениями ордовика и кембрия.

Вмещающими породами южной части массива служат амфиболиты. По данным определения абсолютного возраста эти породы относятся к кембрию. Сами габбро-амфиболиты залегают в отложениях верхнего протерозоя. Известны тектонические контакты массива с отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Внутри южной части массива имеются две полосы ксенолитов кровли, сложенных габбро-амфиболитами и верхнепротерозойскими сланцами. Одна из них прослеживается в виде прерывистой субмеридиональной полосы к западу от площади распространения промышленных месторождений хромитов. Другая развита в районе р. Тассай и отделяет Юго-Западное сводовое поднятие в массиве от Тагашасайского. По геологическим и геофизическим данным массив в южной половине имеет форму лакколита, залегающего между породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. На юге контактная поверхность висячего бока интрузива падает на юг и юго-восток под углами 30—50°, уходя под амфиболиты. На востоке она имеет вертикальное или крутое восточное падение, но в ряде мест срезается тектоническими нарушениями.

По геофизическим данным (Непомнящих, 1950), мощность массива в южной части 4—5 км. В. Сегалович (1971 г.), обобщивший все геофизические материалы по массиву, определяет его мощность в юго-восточной части 16 км, а в западной — до 8—6 км.

Под юго-восточной хромитоносной частью массива геофизическими работами выявлен подводящий канал, имеющий крутое восточное падение и уходящий под структуру Магнитогорского синклинория. Под северной резко удлиненной частью массива также установлен вытянутый в субмеридиональном направлении подводящий канал, круто погружающийся в сторону Магнитогорского синклинория.

По геологическим данным и определению абсолютного возраста флогопита из контактово-минерализованных пород время внедрения интрузива определяется как позднекаледонское — 404—380 млн. лет (Павлов и др., 1968).

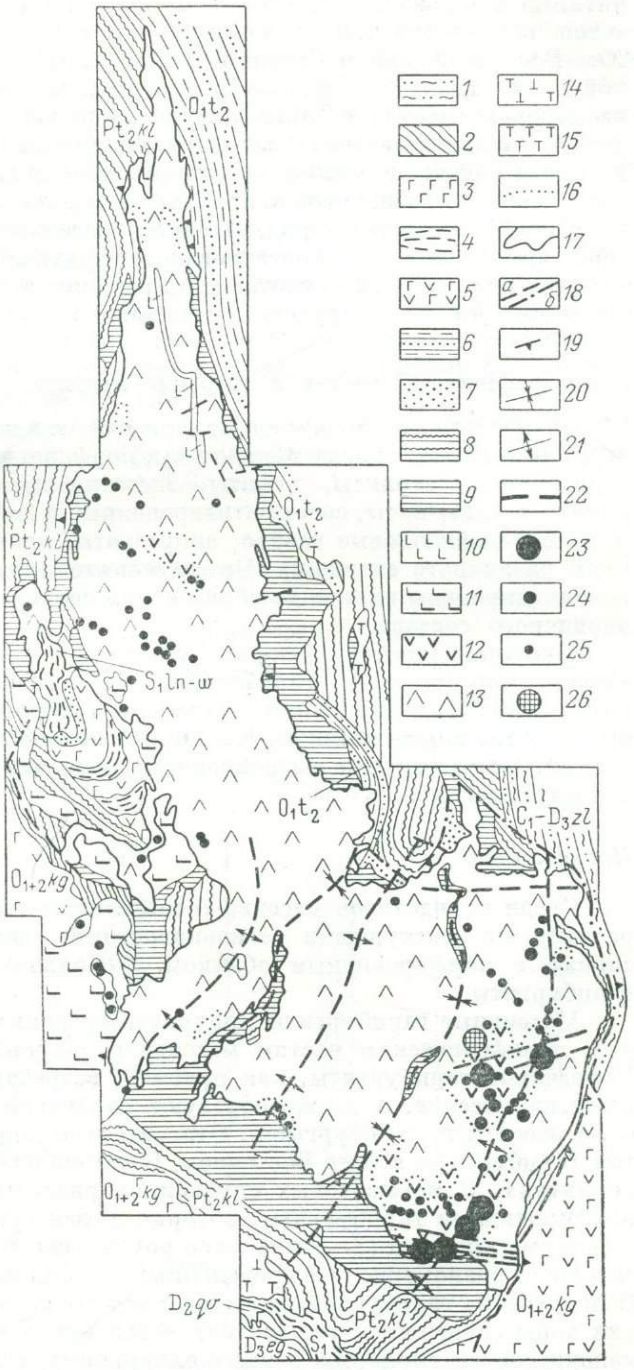


Рис. 76. Структурно-петрографическая схема палеозойского фундамента Кемпирсайского ультраосновного массива и его соотношение с породами палеозоя и протерозоя (составлено по материалам Восточно-Уральской геологоразведочной экспедиции).

1 — песчаники, конгломераты, аргиллиты и алевролиты нижнего карбона — верхнего девона, зилаирская свита (C_1 — D_3zl); *2* — кремнистые породы, алевролиты, кристаллические известняки верхнего девона, егидинская свита (D_3eg); *3* — крупногалечные и глыбовые конгломераты, диабазовые порфириты среднего девона, живетский ярус, айтпайская свита (D_2qv); *4* — диабазы, мандельштейны, кремнистые туфы нижнего силура, ландовери-венлокский ярус (S_1 ln—w); *5* — эффузивы основного и кислого состава, туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы, конгломераты и известняки нижнего и среднего ордовика, куагашская свита ($O_{1+2}kg$); *6* — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями кварцитов, аркозовых песчаников и кремнистых туффитов нижнего ордовика, верхнетремадокский подъярус (O_1t_2); *7* — аргиллиты, песчаники, прослои туфов, алевролиты нижнего ордовика, тремадокский ярус, кидрясовская свита (O_1t *kd*); *8* — серицит-хлорит-кварцевые, глинисто-кварцевые, кремнисто-графитистые и другие сланцы верхнего протерозоя, нижнекаялинская подсвита каялинской свиты (Pt_2 *kl*); *9* — габбро-амфиболиты; *10* — габбро; *11* — оливиновые и амфиболизированные габбро; *12* — серпентиниты по дунитам; *13* — серпентиниты по перидотитам; *14* — серпентиниты по пироксеновым дунитам (см. рис. 77); *15* — серпентиниты нерасчлененные; *16* — границы площадей максимального развития дунитов; *17* — граница Кемпирсайского ультраосновного массива; *18* — тектонические нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *19* — элементы залегания контакта ультраосновного массива; *20* — оси антиклиналей; *21* — оси синклиналей; *22* — контур магмоподводящего канала (см. рис. 77); *23*—*26* — хромитовые месторождения: *23* — крупные, *24* — средние, *25* — мелкие и рудопроявления, *26* — убоговкрапленных руд

Верхняя поверхность интрузива осложнена несколькими сводовыми поднятиями и опусканиями. На юге массива, где его ширина достигает 30—32 км, четко намечается три сводовых поднятия: Юго-Западное, Тагашасайское и Юго-Восточное (район Главного рудного поля). Северная часть массива шириной около 10 км осложнена Батамшинским сводовым поднятием, а западнее изолированным от него Тайкеткенским поднятием. Своды перемежаются с депрессиями в кровле массива, выполненными амфиболитами и сланцами. Эрозионный срез обнажает различные горизонты интрузива. По контактам интрузивного тела во многих местах проходят зоны тектонических нарушений, отмечаются срывы и смятие пород. Однако в ряде мест южного обрамления и на севере массива известна контактовая минерализация вмещающих пород. В этих случаях, например, по амфиболитам развиваются гранат, везувиан, пироксены, флогопит, пренит и другие минералы.

Петрографический состав и строение массива

В массиве различаются следующие главнейшие разновидности пород: лерцолиты, амфиболовые перидотиты, порфировидные гарцбургиты, полосчатые гарцбургиты, верлиты, дуниты, энстатитовые дуниты, сульфидсодержащие дуниты и оливиниты, соссюритизированные и амфиболизированные троктолиты, пироксен-амфиболовые габбро, анортозиты, хромитовые дуниты и хромитовые руды различного сложения. Все перечисленные породы в разной степени серпентинизированы вплоть до образования серпентинитов, утративших признаки первичного состава.

Дайковые (жильные) породы ультраосновного состава представляют бронзититы, актинолититы, горнблендиты, сульфидоносные диопсидиты и вебстериты, дуниты, а габброидного состава — габбро-диабазы, беербахиты, оливиновые нориты, плагиоклазиты. Кемпирсайский массив в основном сложен перидотитами. Все остальные разновидности, включая и дуниты, находятся в резко подчиненном количестве.

Перидотиты

Среди перидотитов массива господствуют гарцбургиты. Они представлены различными текстурными разновидностями, среди которых преобладают массивные с порфировидным обликом. Довольно широко развиты полосчатые гарцбургиты.

Массивные гарцбургиты приурочены главным образом к менее эродированным периферическим частям массива с сохранившимися останцами кровли. Полосчатые гарцбургиты, как правило, встречаются в местах максимального размыва массива, а также образуют различной формы и величины «окна» в поле массивных гарцбургитов. Относительно широко распространены полосчатые гарцбургиты в Юго-Восточном, Батамшинском и Тагашасайском сводовых поднятиях. В межсводовых опусканиях развиты преимущественно массивные порфировидные гарцбургиты, которые характеризуются присутствием наряду с мелкими крупных (3—8 мм) зерен ромбического пироксена (или бастита), относительно равномерно распределенных в оливиновой (серпентиновой) массе. В полосчатых гарцбургитах наблюдаются вытянутые в определенном направлении зоны сгущения и разрежения зерен пироксена, либо линейные (в плане) цепочки зерен пироксена в массе оливиновых (серпентиновых) зерен.

В состав гарцбургитов входят:

1) первичные минералы: оливин, ромбический пироксен, акцессорный хромшпинелид;

2) вторичные минералы: серпентин (лизардит, редко антигорит в зонах контакта с дайками габбро-диабазов, бастит, низкополяризующий гелевидный серпентин), амфибол (тремолит), хлорит (клинохлор), брусит, пылевидный магнетит, тальк, очень редко флогопит.

Количественный минеральный состав гарцбургитов непостоянен и обусловлен варьирующим содержанием первичных минералов и разной степенью серпентинизации. Количественный подсчет минералов в шлифе полосчатого серпентинизированного гарцбургита показал следующие содержания (в объем. %): оливин 14,0; серпентин 67,8; ромбический пироксен 2,5; бастит 7,3; тремолит 3,6; тальк 1,9; хлорит 0,3; шпинелид 1,5; пылевидный рудный минерал (магнетит) 1,1. Полагая, что бастит, тремолит, тальк и хлорит образованы за счет пироксена, а серпентин и магнетит — за счет оливина, соотношение первичных минералов было, очевидно, следующим (в объем. %): оливин 82,9; ромбический пироксен 15,6; хромшпинелид 1,5.

Аналогичный подсчет для массивного порфировидного гарцбургита показал такие содержания первичных минералов (в объем. %): оливин 79,5; ромбический пироксен 19,0; хромшпинелид 1,5.

Таблица 5

Химический состав гарцбургитов (в вес. %)

Компоненты	Сильно серпентинизированный гарцбургит			
	полосчатый		порфировидный	
	по данным анализа	после исключения H_2O, S, TiO_2	по данным анализа	после исключения H_2O и S
SiO_2	35,86	43,07	37,94	43,62
TiO_2	0,02	—	Следы	—
Al_2O_3	1,20	1,44	0,77	0,88
Cr_2O_3	0,25	0,30	0,37	0,42
Fe_2O_3	5,93	7,12	5,63	6,47
FeO	1,28	1,52	1,86	2,14
MnO	—		0,04	0,04
MgO	38,65	46,44	39,38	45,26
NiO	0,08	0,10	0,27	0,31
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,00	—	0,40	0,46
Na_2O	0,00	—	0,26	0,30
K_2O	0,00	—	0,08	0,09
H_2O^+	15,22	—	12,24	—
H_2O^-	1,28	—	0,92	—
V_2O_5	0,00	—	—	—
S	0,13	—	0,05	—
Сумма	99,91	100,00	100,22	100,00

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР К. Соковой.

Спорадически в гарцбургитах встречается моноклинный пироксен (диопсид) до 1—3 объем. %, однако этот минерал (Павлов и др., 1968) развивается в постмагматический этап и сопряжен с дайками и жилками пироксенитов (диаллагитов и вебстеритов).

Первичные минералы выделялись в следующем порядке: оливин — ромбический пироксен — акцессорный хромшпинелид. Это относится как к минералам крупного семейства (1—6 мм), так и к мелким зернам, измеряемым долями миллиметра. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Нередко встречаются структуры перекристаллизации.

Химический состав серпентинизированных гарцбургитов приведен в табл. 5.

Размер зерен оливина составляет от долей до 4 мм. Они обладают прямолинейными очертаниями и короткопризматическим габитусом. $n_g - n_p = 0{,}028 - -0{,}032$; $n_{g''} = 1{,}687\ (\pm 0{,}002)$; $n_{p'} = 1665\ (\pm 0{,}003)$, $2V = +87—88$. Химический состав оливина из гарцбургитов приведен в табл. 6 и 7.

Ромбический пироксен часто нацело баститизирован. Зерна его имеют 2—6 мм в поперечнике; в значительно меньшем количестве присутствуют зерна размером 0,01—0,1 мм, характеризующиеся извилистыми бухтообразными очертаниями; $n_g - n_p = 0{,}010—0{,}009$, $2V = +82 + 86°$ с $Ng = 0°$. Химический состав ромбического пироксена из гарцбургитов приведен в табл. 6.

Таблица 6

Химический состав оливинов и ромбических пироксенов из гарцбургитов (в вес. %)

Компоненты	Оливин		Ромбический пироксен		
	1	2	3	4	5
SiO_2	41,28	40,70	54,44	53,04	52,50
TiO_2	0,00	Следы	Следы	0,03	Следы
Al_2O_3	0,00	»	1,60	2,74	1,00
Fe_2O_3	0,06	0,00	0,92	0,98	0,83
FeO	7,22	8,52	4,84	4,75	5,16
MnO	0,12	0,14	0,14	0,12	0,14
MgO	50,12	50,18	35,09	34,90	34,95
CaO	0,00	Следы	0,89	1,10	2,50
H_2O^-	0,00	0,06	0,06	0,00	0,06
H_2O^+	0,27	0,38	0,94	1,60	2,22
NiO	0,28	0,25	0,08	Не опр.	Не опр.
CoO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,70	»	0,60
S	0,00	0,00	Не опр.	»	Не опр.
Сумма	99,36	100,23	99,70	99,26	99,96

1. $(Mg_{1,848}, Fe_{0,145}, Ni_{0,006}, Mn_{0,001})_2SiO_4$; обр. 172-63, скв. 50, глуб. 849 м.
2. $(Mg_{1,819}, Fe_{0,174}, Ni_{0,004}, Mn_{0,003})_2SiO_4$; обр. 611-66, скв. 79, глуб. 410 м.
3. $(Mg_{1,888}, Fe_{0,112})_2Si_2O_6$; обр. 172-63, скв. 50, глуб. 849 м.
4. $(Mg_{1,809}, Fe_{0,137}, Ca_{0,049}, Mn_{0,005})_2(Si_{1,941}, Al_{0,063}, Fe^{3+}_{0,014})_{2,18}O_6$; обр. 610-66, скр. 106, глуб. 213 м.
5. $(Mg_{1,734}, Fe_{0,107}, Ca_{0,154}, Mn_{0,005})_2(Si_{1,989}, Fe_{0,014})_{2,003}O_6$; обр. 611-66, скв. 79, глуб. 410 м.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Ю. Нестеровой, В. Молевой, Р. Телешовой.

Таблица 7

Содержание FeO и фаялитового компонента в оливинах из гарцбургитов

Компоненты	Тагашасайское сводовое поднятие		Юго-Восточное сводовое поднятие (Главное рудное поле)			
	1	2	3	4	5	6
FeO, вес. %	8,99	9,16	7,09	7,60	7,88	9,23
Fa, мол. %	9,10	9,27	7,12	7,65	7,93	9,35

1 — обр. 339-62, скв. 81, глуб. 1181 м; 2 — обр. 10-60, скв. 1, глуб. 837 м; 3 — обр. 190-63, скв. 50, глуб. 400 м; 4 — обр. 262-66, скв. 137, глуб. 315 м; 5 — обр. 10-61, поверхность; 6 — обр. 588-66, скв. 233, глуб. 330 м.

Микрохимические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Р. Телешовой.

Акцессорный хромшпинелид обладает неправильной формой зерен с размерами их от долей миллиметра до 2 мм.

Особенности состава акцессорных хромшпинелидов из гарцбургитов характеризует табл. 8.

Таблица 8

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из гарцбургитов

Компоненты	Хромпикотит			Алюмохромит
	обр. 190-38	обр. 10-60	обр. 277-37	обр. 172-1-63
SiO_2	—	1,59	2,35	0,72
TiO_2	0,08	0,11	0,20	0,17
Al_2O_3	27,50	34,74	23,57	22,39
Cr_2O_3	40,89	29,84	40,40	44,46
Fe_2O_3	1,99	1,50	4,83	1,61
FeO	14,55	15,05	14,90	16,62
MnO	—	0,19	—	0,18
MgO	13,93	16,20	13,78	13,52
CaO	—	0,00	—	0,00
Na_2O	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—
H_2O^-	—	0,14	0,10	—
H_2O^+	—	0,58	0,36	—
V_2O_5	—	0,21	0,11	0,16
P_2O_5	—	0,06	—	—
NiO	—	0,14	—	0,08
CoO	—	0,17	—	—
Сумма	98,94	100,52	100,60	99,91

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. Острогорской.

Из приведенных химико-аналитических данных видно, что гарцбургиты массива представляют собой высокомагнезиальные разности ультраосновных пород, затронутых в значительной степени процессами серпентинизации. Химический состав породообразующих минералов гарцбургитов отличается малой железистостью. Содержание фаялитового компонента в оливинах варьирует в пределах от 7,1 до 9,3%. Ромбические пироксены также отличаются весьма малой железистостью с содержанием $FeSiO_3$ 6%. Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов массива характеризуются весьма высоким содержанием окиси алюминия (22,4—34,7 вес. %) и низкохромисты (Cr_2O_3 30—44,5 вес. %).

Дуниты и энстатитовые дуниты

Беспироксеновые дуниты и дуниты с содержанием ромбического пироксена до 10% широко развиты в районе Юго-Восточного сводового поднятия, где размещены все наиболее крупные месторождения хромитов. Здесь они входят в состав рудоносных зон и образуют отдельные поля и вытянутые полосы. Менее значительные по размерам выходы известны в районе Батамшинского поднятия в среднем течении р. Куагач и в балке Кемпирсай, а также в ряде других мест. Помимо самостоятельных полей среди гарцбургитов дуниты встречаются в виде маломощных полос и вытянутых шлирообразных тел, различных по размеру.

Таблица 9

Химический состав сильно серпентинизированных дунитов (в вес. %)

Компоненты	Батамшинское сводовое поднятие, балка Кемпирсай	Юго-Восточное сводовое поднятие, месторождение Спорное
SiO_2	33,76	33,90
TiO_2	Следы	0,00
Al_2O_3	0,76	0,36
Cr_2O_3	0,35	0,26
Fe_2O_3	7,27	5,19
FeO	0,69	0,71
MnO	0,05	0,06
MgO	39,52	39,62
NiO	0,29	0,28
CoO	0,01	0,01
CaO	0,21	2,25
Na_2O	0,20	0,00
K_2O	0,08	0,00
H_2O^+	15,04	15,72
H_2O^-	2,00	1,44
V_2O_5	—	0,00
S	0,05	0,14
Сумма	100,28	99,94

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР П. Волковым и К. Соковой.

Микроскопическое изучение дунитов показывает высокую степень серпентинизации. Минеральный состав типичных дунитов следующий (объемн. %): оливин (реликты) не свыше 25; серпентин (лизардит) 73—98; хромшпинелид до 1,5; рудная пыль в шнурах лизардита 1,0.

Спорадически встречается тремолит, тальк, брусит, хлорит. Химический состав дунитов массива приведен в табл. 9.

Главные минералы дунитов характеризуются следующими особенностями.

Оливин — бесцветный, обладает слабо выраженной спайностью; первичные размеры зерен 1—5 мм. $n_g - n_p = 0{,}032-0{,}035$, $2V$ варьирует от $+86$ до $+90°$ (по данным более чем 50 замеров); $n_g = 1{,}688$, $n_p = 1656$ ($\pm 0{,}002$).

Химические анализы оливинов из дунитов различных районов и глубин массива приведены в табл. 10 и 11.

Акцессорный хромшпинелид представлен мелкими идиоморфными кристаллами размером от сотых долей до 1—2 мм, располагающимися в большинстве случаев на стыках двух, трех и более индивидов оливина. Окраска просвечивающих хромшпинелидов от оранжево-красной до красно-бурой. Частично

Таблица 10

Химический состав оливинов из дунитов (в вес. %)

Компоненты	Батамшинское сводовое поднятие		Юго-Восточное сводовое поднятие (Главное рудное поле)						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40,66	40,30	41,00	41,00	40,50	41,16	41,22	40,78	41,10
TiO_2	0,10	0,05	Следы	Следы	Следы	0,00	Следы	0,00	Следы
Al_2O_3	0,05	0,70	0,20	»	»	0,00	»	0,00	»
Fe_2O_3	1,14	1,91	0,32	0,00	0,00	0,36	0,00	0,58	0,00
FeO	8,10	8,47	8,25	7,44	8,60	6,04	7,00	5,60	6,20
MnO	0,13	0,29	0,10	0,20	0,14	0,10	0,16	0,10	0,22
MgO	49,82	48,30	50,04	51,00	50,20	51,22	51,40	51,49	52,02
CaO	0,09	Не обн.	0,00	0,00	0,00	0,00	Следы	0,00	Следы
H_2O^-	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,10	0,00	0,00	0,04
H_2O^+	0,12	0,30	0,26	0,36	0,43	0,09	0,24	0,87	0,38
NiO	Не опр.	Не опр.	0,15	0,23	0,23	0,38	0,24	0,42	0,32
CoO	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.	0,00	Не опр.
S	»	»	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,02	Следы	0,007	Следы
Сумма	100,21	100,32	100,32	100,31	100,18	99,52	100,26	99,85	100,28

1. $(Mg_{1,840}, Fe_{0,157}, Mn_{0,003})_2SiO_4$; обр. 317-68, скв. 6, глуб. 675 м.
2. $(Mg_{1,797}, Fe_{0,197}, Mn_{0,06})_2 SiO_4$; обр. 296-68, поверхность.
3. $(Mg_{1,830}, Fe_{0,165}, Ni_{0,003}, Mn_{0,002})_2SiO_4$; обр. 595-66, скв. 59, глуб. 560 м.
4. $(Mg_{1,841}, Fe_{0,151}, Ni_{0,004}, Mn_{0,004})_2SiO_4$; обр. 599-66, скв. 154, глуб. 515 м.
5. $(Mg_{1,818}, Fe_{0,176}, Ni_{0,004}, Mn_{0,002})_2SiO_4$; обр. 40-66, скв. 167, глуб. 819 м.
6. $(Mg_{1,871}, Fe_{0,119}, Ni_{0,008}, Mn_{0,002})_2SiO_4$; обр. 168-63, скв. 50, глуб. 868 м.
7. $(Mg_{1,851}, Fe_{0,141}, Ni_{0,005}, Mn_{0,003})_2SiO_4$; обр. 127-66, скв. 145, глуб. 575 м.
8. $(Mg_{1,876}, Fe_{0,115}, Ni_{0,008}, Mn_{0,001})_2SiO_4$; обр. 169-63, скв. 50, глуб. 866 м.
9. $(Mg_{1,864}, Fe_{0,126}, Ni_{0,006}, Mn_{0,004})_2SiO_4$; обр. 37-66, скв. 167, глуб. 872 м.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР В. Молевой и Ю. Нестеровой, Е. Ломейко, Р. Телешовой.

Таблица 11

Содержание FeO и фаялитового компонента в оливинах из дунитов

Компоненты	Номер анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
FeO, вес. %	5,70	6,18	6,58	6,95	7,63	7,84	8,05	8,07	8,25	8,85	7,79
Fa, мол. %	5,71	6,19	6,60	6,97	7,67	7,89	8,11	8,13	8,32	8,95	7,84

Микрохимические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Р. Телешовой.

или полностью измененные хромшпинелиды не просвечивают. Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов массива приведен в табл. 12.

Таблица 12

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов, залегающих в различных частях Кемпирсайского массива (в вес. %)

Компоненты	Батамшинское сводовое поднятие	Тагашасайское сводовое поднятие		Юго-Восточное сводовое поднятие (Главное рудное поле)			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,33	0,95	1,14	0,56	0,54	0,79	0,59
TiO_2	0,62	0,36	0,65	0,19	0,16	0,15	0,13
Al_2O_3	21,06	29,85	31,89	14,36	12,04	11,20	9,19
Cr_2O_3	38,10	31,10	31,26	52,26	55,43	57,45	59,91
Fe_2O_3	9,06	7,37	3,84	1,69	2,68	3,40	1,94
FeO	19,52	15,82	16,41	17,26	16,39	13,53	14,53
MnO	0,26	0,24	0,23	0,29	0,25	0,22	0,21
MgO	11,04	13,43	14,23	12,48	12,56	13,50	13,84
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,00	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K_2O	0,00	»	0,05	»	»	»	»
H_2O^-	0,00	0,13	0,06	0,00	—	—	—
H_2O^+	0,06	0,27	0,42	0,15	0,10	0,24	0,19
V_2O_5	0,25	0,17	0,20	0,21	0,07	0,09	0,08
P_2O_5	Не опр.	0,03	Не опр.	0,04	—	0,00	Не опр.
NiO	0,13	0,11	0,11	0,08	0,08	0,10	0,10
CoO	0,14	0,15	Не опр.	0,15	Не опр.	0,20	0,13
Сумма	100,57	99,98	100,57	99,74	100,30	100,87	100,84

1 — субферрихромпикотит, обр. 317-68, скв. 6, глуб. 675 м; 2 — хромпикотит, обр. 1-60, поверхность; 3 — хромпикотит, обр. 237-63, поверхность; 4 — алюмохромит, обр. 53-61, скв. 57, глуб. 224 м; 5 — алюмохромит, обр. 209-1-63, скв. 129, глуб. 255 м; 6 — магнохромит, обр. 8-61, поверхность; 7 — магнохромит, обр. 29-61, скв. 41, глуб. 576 м.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. Острогорской.

Главная масса серпентина дунитов, так же как и гарцбургитов, по данным рентгеноструктурного анализа, принадлежит лизардиту. Этот минерал образует сетку шнуров, ориентированных в самых различных направлениях. В центрах, образованных шнурами петель, наблюдается более низкополяризующий серпентин, также относящийся к лизардиту. $n_g - n_p$ колеблется в пределах 0,009—0,011 для лизардита в шнурах и 0,003—0,004 — в петлях. Лизардит оптически двуосен, положителен.

Энстатитовые дуниты отличаются от описанных дунитов лишь присутствием энстатита (или бастита), количество которого варьирует от 1 до 10%. Их распределение в породе весьма неравномерное. По оптическим данным состав энстатита близок составу этого минерала из гарцбургитов.

Сульфидоносные дуниты имеют заметное распространение лишь в рудоносных комплексах Главного рудного поля и размещаются вблизи рудных хромитовых тел. Они состоят из оливина, в различной степени серпентинизирован

ного, акцессорного хромшпинелида, пылевидного магнетита и сульфидов. Содержание сульфидов в таких дунитах варьирует от долей до 5—10%. Среди сульфидов установлены: пирротин, макиновит (тетрагональный сульфид железа — FeS), пентландит и редко халькопирит и маухерит. Химический состав оливинов из энстатитовых и сульфидоносных дунитов характеризует табл. 13.

Таблица 13

Химический состав оливинов из энстатитовых и сульфидоносных дунитов (в вес. %)

Компоненты	Энстатитовый дунит	Сульфидоносный дунит	
	1	2	3
SiO_2	40,67	39,34	39,40
TiO_2	0,00	—	—
Al_2O_3	0,00	—	—
Fe_2O_3	0,61	0,61	2,21
FeO	7,60	8,77	10,27
MnO	0,15	—	—
MgO	49,97	47,43	45,68
CaO	0,02	0,66	0,34
H_2O^-	0,00	—	—
H_2O^+	0,90	0,27	Следы
NiO	0,38	0,07	0,01
CoO	0,08	Следы	Следы
CuO	—	0,01	0,35
S	0,00	0,01	—
Cr_2O_3	0,02	—	—
Сумма	100,40	97,17	98,26

1. $(Mg_{1,830}, Fe_{0,159}, Ni_{0,008}, Mn_{0,003})_2SiO_4$; обр. 87-63, скв. 104, глуб. 325 м.
2. $(Mg_{1,816}, Fe_{0,184})_2SiO_4$; обр. 8а, скв. 23.
3. $(Mg_{1,775}, Fe_{0,225})_2SiO_4$; обр. 9а, скв. 23.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Ю. Нестеровой и В. Лупановой.

Данные химических анализов (см. табл. 10, 11 и 13) показывают, что оливины из дунитов и энстатитовых дунитов отличаются весьма высокой магнезиальностью. Содержание фаялитового компонента в них колеблется от 6,0 до 9,0%. При этом оливины из дунитов, размещенных в северной части массива (Батамшинское поднятие) несколько более железисты по сравнению с оливинами из тех же пород Главного рудного поля. Сульфидоносные дуниты отличаются максимальным содержанием фаялитового компонента, равным 9,2—11,2%. Что касается состава акцессорных хромшпинелидов из дунитов (см. табл. 12), то их состав различен и находится в зависимости от местоположения этих пород в массиве. Так, хромшпинелиды Батамшинского сводового поднятия (север массива) относятся к субферрихромпикотиту, отличаются повышенной железистостью (FeO 19,5, Fe_2O_3 9,0 вес. %), низкой хромистостью и высокой глиноземистостью. Хромшпинелиды дунитов Тагашасайского сводового поднятия принадлежат хромпикотиту и также низкохромисты. Дуниты

Главного рудного поля содержат высокохромистые хромшпинелиды и относятся к минеральным видам алюмохромит и магнохромит (содержание окиси хрома 52,2—59,9 вес. %).

Верлиты, лерцолиты и амфиболовые перидотиты

Незначительные проявления верлитов встречены среди дунитов Главного рудного поля и Батамшинского поднятия, где они ассоциируют с диопсидовыми жильными образованиями. Эти породы возникли, по-видимому, в результате метасоматического замещения оливина дунитов диопсидом.

Бедные моноклинным пироксеном лерцолиты (до 10%) известны как в составе рудоносных зон, так и среди полей гарцбургитов. Их природа аналогична природе верлитов. Широкого распространения не имеют.

Амфиболовые перидотиты преимущественно распространены в периферических частях массива, хотя известны в зонах тектонических нарушений в гарцбургитах, в удалении от контактов с вмещающими породами. Амфибол (тремолит) имеет вторичное происхождение.

Троктолиты

Троктолиты известны в западном борту массива, в районе ручьев Шандаша и Шелехты, притоков р. Кокпекты и в его южной части — на правобережье верхнего течения ручья Джарлы-Бутак в пределах опускания между сводовыми поднятиями Юго-Восточным и Тагашасайским. В западном борту массива на поверхности они образуют субмеридиональную полосу шириной 100—300 м, где наблюдаются постепенные переходы от троктолитов к гарцбургитам. В районе ручья Джарлы-Бутак они образуют небольшие шлиры до 50—80 м в поперечнике и размещаются среди порфировидных гарцбургитов вблизи зоны контакта с амфиболитами. Эти породы имеют темно-зеленую окраску, с буро-красной коркой выветривания, на которой в виде пятен выступают измененные зерна плагиоклаза. Содержание плагиоклаза резко варьирует от нескольких до 50%. Под микроскопом устанавливается следующий состав породы: оливин в различной степени серпентинизированный, плагиоклаз (№ 78—80), моноклинный пироксен (мало или отсутствует), хромшпинелиды и сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит); вторичные минералы — серпентин (лизардит) соссюрит, тремолит, пренит, магнетит.

Таблица 14

Химический состав акцессорного железистого хромпикотита из троктолитов (в вес. %)

Компоненты	Обр. 12-60	Обр. 6-60
SiO_2	0,93	3,43
TiO_2	0,44	0,70
Al_2O_3	25,82	25,01
Cr_2O_3	37,33	32,74
Fe_2O_3	4,29	6,12
FeO	19,10	21,60
MnO	0,24	0,29
MgO	11,85	9,26
CaO	0,00	0,00
Na_2O	—	—
K_2O	—	—
H_2O^-	—	0,00
H_2O^+	—	0,78
V_2O_5	0,16	0,08
P_2O_5	0,04	0,15
NiO	0,15	0,10
CoO	0,19	0,12
Сумма	100,54	100,38

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. Острогорской.

По данным химического анализа оливин в троктолитах относится к высокомагнезиальным разностям с содержанием фаялита 7,75—9,0%. Состав хромшпинелида в троктолитах отличается низкой хромистостью и относится к железистому хромпикотиту (табл. 14).

Дайковые породы

Наиболее развиты среди дайковых пород габбро-диабазы. В пределах Юго-Восточного поднятия в районе хромитовых месторождений известны диаллагиты и вебстериты, часто содержащие вкрапленность сульфидов. Дайки дунитов малой мощности (до 1—2 м) и тонкие жилки мощностью 1—20 см встречаются как в рудных хромитовых телах, так и за их пределами во вмещающих породах вблизи рудных тел. Дайковых образований дунитов среди полей гарцбургитов не встречено.

Хромитоносность массива

Скопления хромитовых руд располагаются в различных частях массива и на разных глубинах от поверхности. Рудные тела неодинаковы по размеру, а слагающие их руды — по качеству. Размещение хромитовых месторождений и рудопроявлений зависит от особенностей петрографического состава, внутреннего строения интрузива и его эрозионного среза (Павлов, 1949). Оруденение подчинено расположению сводовых поднятий в интрузиве, к которым и приурочены отдельные рудные поля. В пределах интрузива выделяются четыре рудных поля, в которых сосредоточено около 160 месторождений и рудопроявлений. В северной части массива, в пределах Батамшинского поднятия, располагаются месторождения Батамшинского рудного поля. В южной части массива в Степнинском, Юго-Западном и Тагашасайском поднятиях имеются группы небольших месторождений и рудопроявлений. В районе Юго-Восточного сводового поднятия располагается Главное рудное поле.

Рудные хромитовые тела Степнинского рудного поля размещаются в зоне сопряжения троктолитов и гарцбургитов и имеют небольшие размеры. Протяженность их не превышает первых десятков метров, а мощность 3 м. Руды отличаются низким качеством вследствие бедности хромом рудообразующего хромшпинелида (Cr_2O_3 40%) при содержании окиси алюминия более 30%.

Месторождения и рудопроявления Батамшинского, Юго-Западного и Тагашасайского рудных полей залегают среди перидотитов с незначительным обособлением дунитов. Рудные тела несколько крупнее степнинских, но и их размеры обычно не превышают 100 м по простиранию и 10 м по мощности. Слагающие их руды также низкохромисты и высокоглиноземисты. Однако содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидовом концентрате в некоторых случаях достигает 43—45 вес. %.

Все промышленные месторождения высокосортных хромитовых руд сосредоточены в Юго-Восточном поднятии в пределах Главного рудного поля. Глиноземистые руды, характерные для всех других рудных полей массива, здесь отсутствуют.

Главное рудное поле

Хромитовые месторождения и рудопроявления в пределах Главного рудного поля расположены в двух субмеридиональных зонах — Западной и Восточной. Зоны выделяются по широкому развитию крупных дунитовых обособлений в перидотитах и концентрации в них рудных залежей. В пределах зон развит шлирово-полосчатый комплекс, состоящий из дунитов, энстатитовых дунитов и гарцбургитов с подчиненным участием верлитов и лерцолитов. Характерно присутствие сульфидсодержащих дунитов.

Западная рудоносная зона протягивается на 22 км в северо-северо-восточном направлении. В районе месторождений Миллионное — Первомайское она смыкается с Восточной рудоносной зоной (рис. 77). Следуя с юга на север, Западная зона включает месторождения: Миллионное, Алмаз-Жемчужина, Первомайское, № 16, 29, 29а, 31, 39, Хром-Тауское, Геофизическое VII. Далее на север в эту зону входят месторождения Комсомольское, № 4, Геофизическое V и III, им. XX лет КазССР, Геофизическое XII, Александровское, Июньское и целый ряд рудопроявлений. Рудные тела имеют западное падение под углами от 15 до 75°.

Восточная рудоносная зона имеет ту же протяженность, что и Западная и субпараллельна ей. На севере она имеет тенденцию к смыканию с Западной зоной. Следуя с юга на север в нее входят месторождения: № 21, Спорное, Спутник, Гигант, Геофизическое II, VI, Восход, Соловьевское, им. XL лет КазССР, Молодежное, Вкрапленное и ряд рудопроявлений. Рудные тела месторождений здесь имеют восточное падение под углами 0—50°. В южной части этой зоны на месторождениях № 21, Спорное, Восход, Молодежное отмечается южное склонение рудных тел, а в северной части, например на месторождении Вкрапленное, склонение северное. Те же тенденции отмечаются и для рудных тел месторождений Западной рудоносной зоны.

Месторождения хромитов состоят из серии сближенных уплощенных и вытянутых рудных тел (рис. 78). Отмечаются жилообразные рудные тела (месторождение им. XX лет КазССР). Значительно реже встречаются шлироподобные обособления хромитов (месторождение Геофизическое XII). Размеры отдельных рудных тел варьируют в широких пределах от нескольких десятков метров до полутора километров по протяженности, при мощности от нескольких до 150 м. Количество рудных тел, составляющих то или иное месторождение, различно. Например, месторождение Молодежное представлено только одним очень крупным телом, Алмаз-Жемчужина — пятью, им. XL лет КазССР — 15, Миллионное — 99. Тела разделяются обособлениями дунитов, пироксеновых дунитов и реже перидотитов.

Рудные залежи вытянуты согласно общему простиранию рудоносных зон, т. е. субмеридионально. Исключение составляют месторождение Молодежное, в котором рудное тело имеет простирание северо-восточное 45°, и месторождение Геофизическое VI, рудное тело которого, в плане близкое к изометричному, несколько шире в поперечном сечении (см. рис. 78). Иногда рудные тела осложнены пологой складчатостью. Чрезвычайно широко проявлена пострудная тектоника. На всех месторождениях рудные тела разбиты преимущественно субширотными нарушениями на отдельные блоки, иногда перемещенные на расстояния от нескольких десятков до 300 м.

В рудоносных комплексах рудные тела месторождений, как правило, залегают в дунитах и лишь в редких случаях уплощенные шлиры гарцбургитов приближаются к их контактам, отделяясь маломощной оторочкой. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, четкие и лишь в редких случаях можно наблюдать маломощные зоны (1—2 см) с разреженной вкрапленностью зерен хромшпинелидов и уменьшением их зернистости.

Для каждого месторождения хромитовых руд характерны не только специфические черты морфологии рудных тел, но и различия в их внутреннем строении. Однако намечается и ряд общих закономерностей. Так, для периферических частей рудных тел как в поперечном, так и продольном их сечении наблюдается несколько пониженная по сравнению с внутренними частями густота вкрапленности, значительно бóльшая изменчивость текстур и зернистости

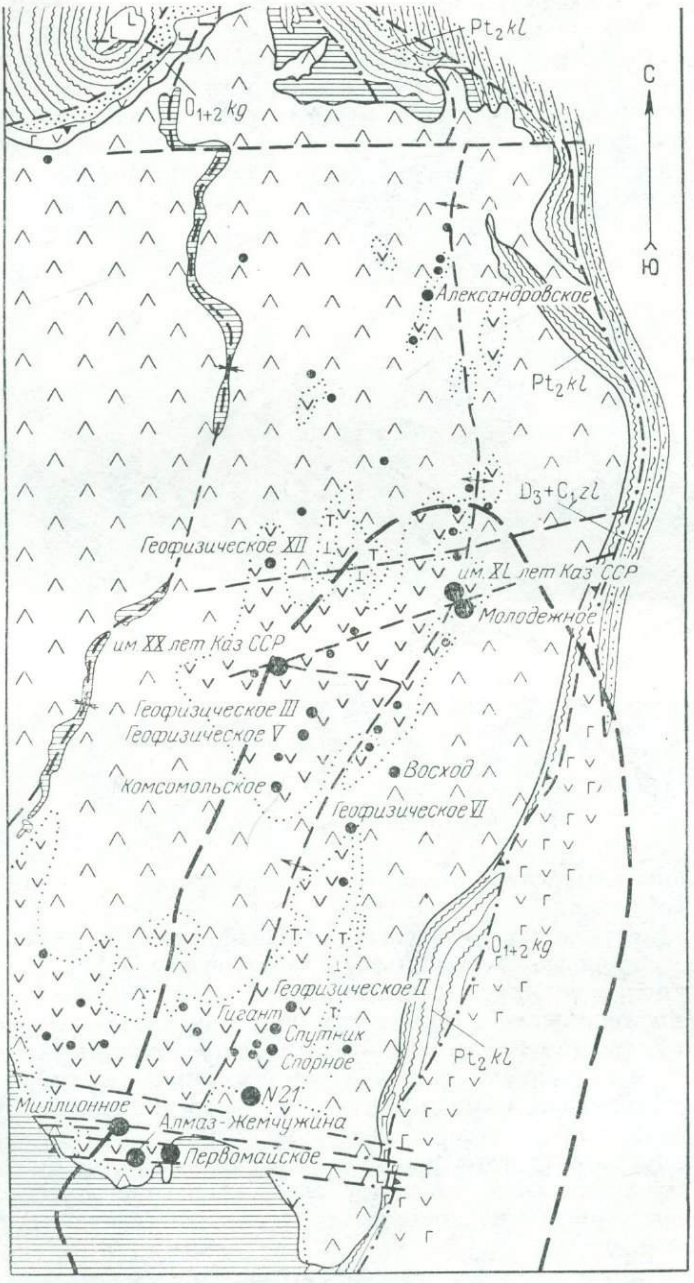


Рис. 77. Схема размещения хромитового оруденения на палеозойском фундаменте юго-восточной части Кемпирсайского массива.
Условные обозначения см. на рис. 76

рудообразующих хромшпинелидов, преобладание мелкозернистых и разнозернистых разностей руд и нередко присутствие в них скоплений нодулярных руд.

Внутренние части рудных тел отличаются бо́льшей густотой вкрапленности рудных минералов, обособлениями массивных, почти сплошных руд, большим постоянством размеров зерен с преобладанием крупнозернистых руд и выдержанностью текстур на значительных интервалах как по простиранию, так и по мощности. В крупных и мощных рудных телах замечается грубая перемежаемость вкрапленных и густовкрапленных средне- и крупнозернистых руд, образующая своеобразную грубую полосчатость, обычно согласную с залеганием рудных тел.

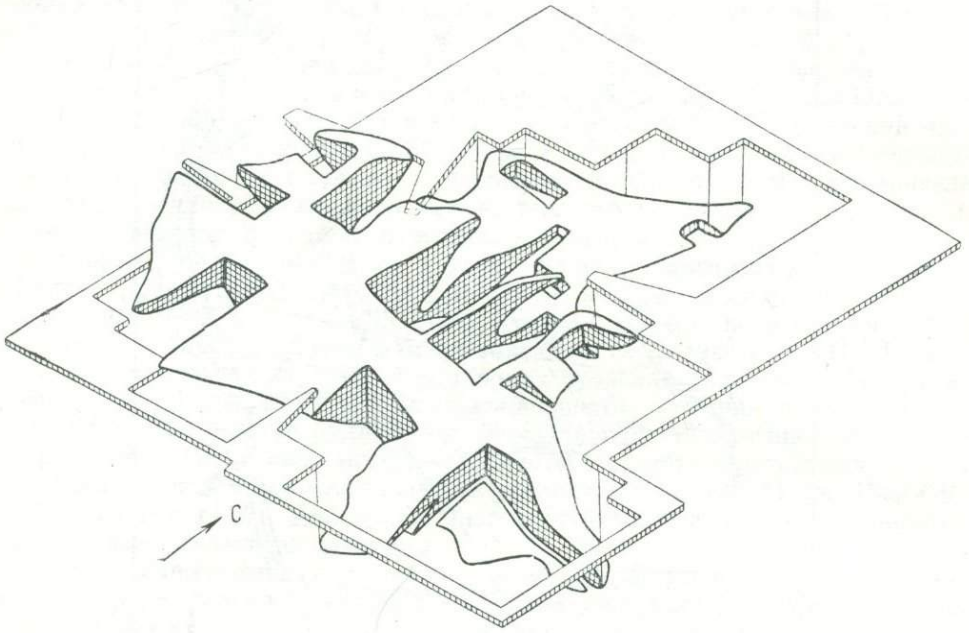


Рис. 78. **Блок-диаграмма рудного тела месторождения Геофизическое VI.** По *Г. Кравченко*

Текстуры хромитовых руд весьма разнообразны. Среди них выделяются вкрапленные, сплошные (массивные) и нодулярные (рис. 79). Вкрапленные разности руд подразделяются на густо-, средне- и редковкрапленные. По размерам зерен хромшпинелидов во вкрапленных рудах выделяются мелкозернистые (до 1 мм), среднезернистые (1—3 мм) и крупнозернистые (>3 мм). Для промышленных высокохромистых руд юго-восточной части массива характерны густовкрапленные разности, в которых содержится до 70—90% хромшпинелидов, а 10—30% составляют нерудные минералы. По распределению зерен хромшпинелидов в руде различаются полосчатые, шлирово-полосчатые, равномерно вкрапленные и пятнистые, эвтакситового и атакситового облика. Наиболее развиты разно- и крупнозернистые разности руд с величиной зерен 1—2 и 3—4 мм.

Крупно- и грубозернистые густовкрапленные руды встречаются преимущественно вместе с массивными и нодулярными в крупных рудных скоплениях. Массивные (сплошные) руды содержат незначительные примеси нерудных минералов и сложены средне- и крупнозернистыми хромшпинелидами.

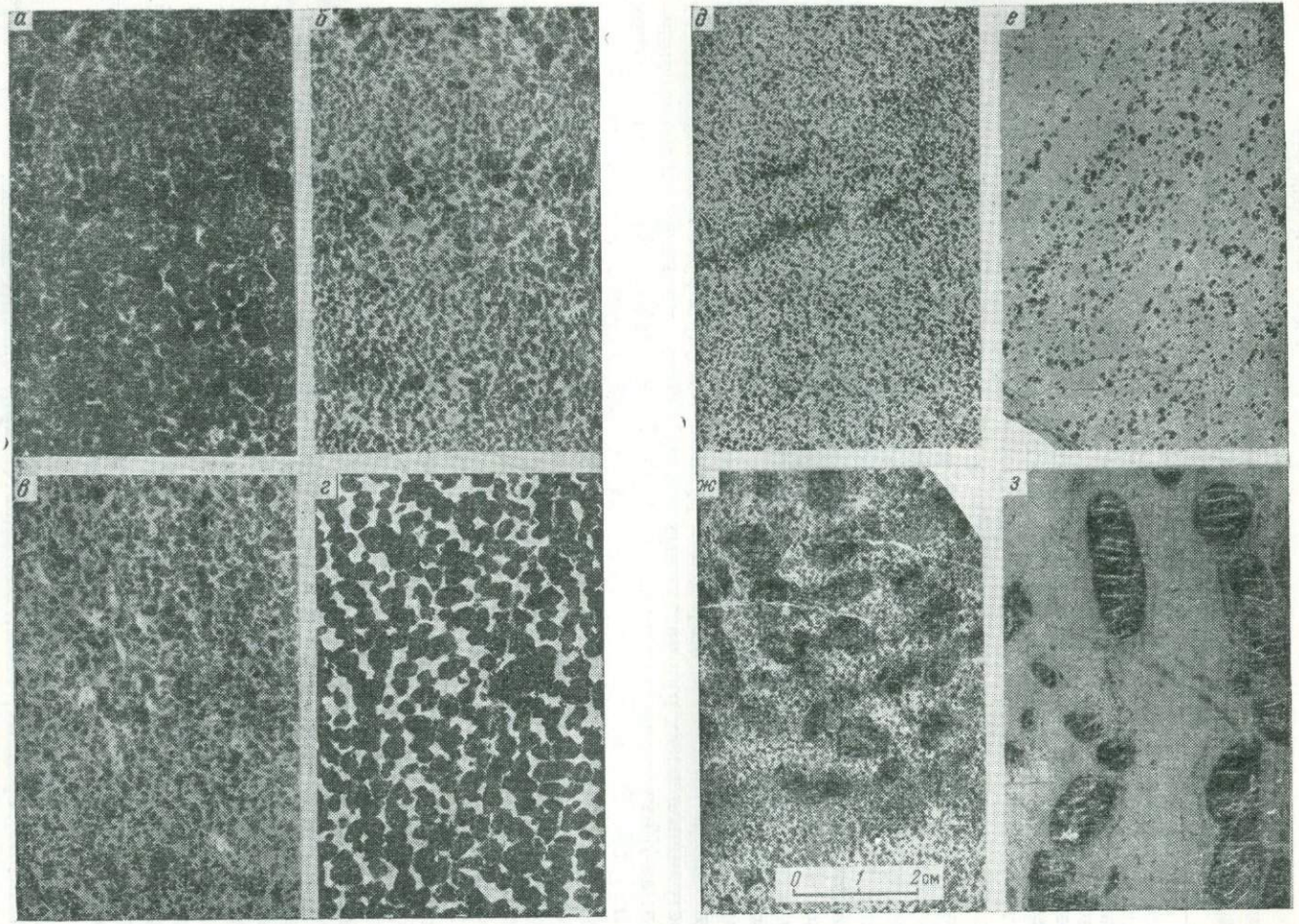


Рис. 79. Текстуры руд промышленных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. Уменьш. $^1/_3$

а — густовкрапленная разнозернистая хромитовая руда, месторождение Молодежное, скв. 76/12, глуб. 525 м; *б* — полосчатая руда с чередованием слоев с зернами разной величины, там же, глуб. 490 м; *в* — средневкрапленная среднезернистая хромитовая руда, там же, скв. 75/11, глуб. 468 м; *г* — густовкрапленная крупнозернистая руда с отдельными нодулями, месторождение им. XL лет КазССР, скв. 5, глуб. 151 м; *д* — мелкозернистая руда, скв. 149 м, глуб. 162 м; *е* — бедновкрапленная струйчато-полосчатая руда, там же; *ж* — руда вкрапленно-нодулярного сложения, месторождение им. XL лет КазССР; *з* — руда с деформированными нодулями, там же, скв. 218, глуб. 62 м

Таблица 15

Содержания основных компонентов в рудах некоторых месторождений Главного рудного поля (в вес. %)

Месторождение	Cr_2O_3	FeO	SiO_2	CaO	P
Алмаз-Жемчужина	49,05	12,5	8,1	0,42	0,002
Миллионное	49,5	12,3	5,2	—	0,008
Первомайское	46,0	14,8	9,4	0,3	0,001
Геофизическое VI	55,0	12,2	4,9	—	0,020
Комсомольское	49,6	11,6	7,8	—	0,012
Геофизическое XII	10,5	8,4	29,2	0,23	0,001

Такие руды имеют подчиненное значение в месторождениях высокохромистых руд и более широко распространены в глиноземистых низкосортных рудах месторождений Северной группы (Батамшинское поднятие). Нодулярные руды известны в большинстве месторождений, хотя по количеству резко подчинены рудам вкрапленного и массивного типа. Размер нодулей обычно 1—2 см в поперечнике. Часто нодули имеют форму бобов, т. е. уплощены и вытянуты в одном направлении; реже встречаются шаровидные нодули.

Химический состав сырых хромитовых руд промышленных месторождений Главного рудного поля подвержен некоторым колебаниям (табл. 15). Содержание основных компонентов в пределах рудных тел варьирует в зависимости от распространения в них руд различных текстур. Так, например, на месторождении Алмаз-Жемчужина содержание Cr_2O_3 в сплошных хромитовых рудах составляет 58—59, в густовкрапленных 50—57, средневкрапленных 37—49, а редковкрапленных 28—36 вес. %. Среднее содержание этого компонента в рудах месторождения 49,05 вес. %. Соответственно на SiO_2 в сплошных рудах приходится 2—2,5, а в бедновкрапленных до 18 вес. %. Среднее его содержание по месторождению — 8,1%.

Количество железа (общее в FeO) варьирует в более узких пределах — от 10 до 15 вес. %. В массивных и густовкрапленных рудах его содержание выше, а с понижением вкрапленности хромшпинелидов в руде оно понижается. Среднее содержание [1] FeO 12,5%.

Первичный состав хромитовых руд, не подвергшихся постмагматическим и гипергенным изменениям, весьма прост. Такие руды состоят из двух минералов — хромшпинелида и оливина. В некоторых разностях встречается перикласс, который включен в хромшпинелиды в форме тонкодисперсных зерен, измеряемых микронами. Однако хромитовая руда Кемпирсайского массива, подвергшаяся длительным и интенсивным постмагматическим изменениям, всегда содержит то или иное количество вторичных минералов. Полный список минералов, установленных в хромитовых рудах этого массива, насчитывает около тридцати названий. Оливин, хромдиопсид, хромактинолит, гранат (уваровит), серпентин (лизардит, хризотил), хромовые хлориты (кеммererит, родохром), фуксит (?), брусит, магнетит, гематит, сульфиды (пирротин, макинавит, пентландит, пирит, марказит, халькопирит, маухерит), гидроапатит, самородная медь; гипергенные минералы — нонтронит, керолит, магнезит, гидромагнезит, артинит, опал, халцедон, кварц, окислы железа.

[1] Железо дано в закисной форме.

Из этого перечня минералов редко встречаются в хромитовых рудах сульфиды, самородная медь и гидроапатит. В рудах, не затронутых древней корой выветривания, т. е. на глубинах более 30—60 м от поверхности, гипергенные минералы встречаются лишь в зонах пострудных тектонических нарушений. Наиболее хорошо изучены с применением химического, рентгенохимического, спектрального и рентгеноструктурного и др. методов минералы группы хромшпинелидов, оливины, хромактинолиты, хромовые хлориты, серпентины и некоторые сульфиды.

Ниже характеризуются лишь важнейшие минералы хромитовых руд месторождений юго-восточной части массива.

Рудообразующие хромшпинелиды Главного рудного поля, представленные магнохромитом, характеризуются высоким содержанием хрома и сравнительно небольшими колебаниями в содержании основных шпинелеобразующих окислов. Тем не менее имеют место закономерные изменения соотношения хрома и алюминия, магния и двухвалентного железа, находящиеся в зависимости от масштаба рудных скоплений и особенностей сложения руд. Хромшпинелиды наиболее крупных месторождений несколько более высокохромисты по сравнению с мелкими. Содержание Cr_2O_3 в них 60—64%, тогда как в хромшпинелидах руд мелких месторождений оно составляет 59—62%. Более широко варьируют значения показателя магнезиальности хромшпинелидов (MgO : FeO, мол. %) — от 1,06 до 2,78. В крупных месторождениях этот показатель около 2 и более, в мелких месторождениях и рудопроявлениях значительно менее 2 (табл. 16).

Таблица 16

Химический состав рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов Главного рудного поля Кемпирсайского массива (в вес. %)

Место взятия	Количество анализов	Cr_2O_3		Al_2O_3		MgO : FeO, мол.%	
		от — до	среднее	от — до	среднее	от — до	среднее
		Рудообразующие					
Крупные рудные тела руды массивные и густовкрапленные . .	26	60,90—64,59	62,90	7,67—10,19	8,50	1,82—2,78	2,28
руды редко- и средневкрапленные . . .	21	60,09—64,03	62,28	5,77—11,22	9,04	1,38—2,17	1,81
Мелкие месторождения и рудопроявления . .	7	59,31—61,94	60,68	8,56—12,16	10,11	1,40—2,26	1,66
Рудные прожилки и вкрапленность по плойчатости пород . .	7	57,05—62,48	59,57	7,78—12,85	9,86	1,06—1,51	1,23
		Акцессорные					
Дуниты	7	54,18—61,35	58,71	9,62—15,20	11,73	1,09—1,57	1,33
Пироксеновые дуниты	2	48,46—50,38	49,42	18,42—19,52	18,97	0,98—0,99	0,985
Гарцбургиты	3	31,50—45,72	39,60	23,23—36,78	29,36	1,27—1,61	1,48

Отличия состава хромшпинелидов и руд разных текстур определяются густотой вкрапленности рудных зерен, с возрастанием которой несколько увеличивается содержание Cr_2O_3 и заметно возрастает магнезиальность хромшпинелида (Павлов и др., 1969).

Хромшпинелиды руд Главного рудного поля близки по составу к акцессорным хромшпинелидам из околорудных дунитов и резко отличаются от акцессориев гарцбургитов, вмещающих рудные тела и рудоносные зоны (табл. 17).

Оливин в хромитовых рудах сохраняется редко. Обычно он замещен лизардитом и другими минералами. Наиболее часто встречается во вкрапленных и убоговкрапленных рудах и в исключительно редких случаях в монолитных блоках густовкрапленных и массивных руд, залегающих на больших глубинах.

Таблица 17

Химический состав и некоторые физические параметры хромшпинелидов из руд Главного рудного поля

Компоненты	Алмаз-Жемчужина	Близ пос. Донское	Скв. 79-с	Западнее д. Суслановки	Алмаз-Жемчужина	VI Геофизическое	Алмаз-Жемчужина	М-ние им. XX лет КазССР	М-ние им. XL лет КазССР	
	Номер образца									
	131-60	10-58	402-61	1-61	135-60	136-60	154-60	700-60	88-64	704-62
SiO_2	2,33	2,97	0,86	1,20	0,48	0,73	0,59	0,26	0,23	0,26
TiO_2	0,13	0,17	0,21	0,16	0,16	0,21	0,10	0,13	0,26	0,31
Al_2O_3	10,20	11,73	9,33	8,35	9,28	8,36	8,78	7,87	8,83	8,40
Cr_2O_3	56,85	57,66	57,47	58,90	59,17	60,20	60,63	62,44	61,99	62,15
Fe_2O_3	2,34	1,90	2,61	1,19	2,92	3,68	1,89	2,04	2,21	2,96
FeO	17,00	11,25	14,65	17,78	15,01	9,49	11,70	10,86	11,62	10,64
MnO	0,20	0,15	0,18	0,24	0,20	0,14	0,17	0,15	0,18	0,17
MgO	11,02	14,09	13,25	10,62	12,92	15,82	15,50	15,69	14,94	15,25
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	—	—	—	—	—	0,12	0,05	0,05	0,04	0,00
K_2O	—	—	—	—	—	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05
H_2O^-	0,00	0,00	1,10	0,71	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
H_2O^+	0,35	0,35				0,42	0,00	0,00	0,15	0,13
V_2O_5	0,01	0,05	0,04	0,04	0,05	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10
P_2O_5	0,01	0,01	0,09	0,09	0,03	0,04	0,00	0,03	—	—
NiO	—	0,08	0,11	0,07	—	0,08	0,06	0,06	0,13	0,09
CoO	—	0,13	0,12	0,16	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,44	100,54	100,02	99,51	100,42	99,96	99,62	99,71	100,74	100,55
a_0, Å	8,3082	8,2846	—	8,3108	—	—	8,3068	8,3116	—	—
R, усл. ед.	13,2	12,9	—	—	12,4	12,8	12,7	13,0	—	—
Плотность, г/см³	4,45	4,356	4,427	—	4,45	4,434	4,434	—	4,463	4,456

Оливины из руд месторождений Алмаз-Жемчужина и им. XL лет КазССР—Молодежное (табл. 18) обладают минимальным содержанием фаялитового компонента (3,0—6,3%), более низким по сравнению с оливинами дунитов (6—8,9%) и гарцбургитов (7,1—9,3%). Содержание фаялитового компонента в оливинах руд возрастает по мере снижения густоты рудной вкрапленности. Кроме того, оливины из густовкрапленных руд содержат значительно больше никеля (NiO 0,56—0,67 вес. % в оливине из цемента руд и 0,15—0,42 вес. % в оливине дунитов и гарцбургитов).

Таблица 18

Химические анализы оливинов из хромитовых руд месторождения им. XL лет КазССР — Молодежное (в вес. %)

Компоненты	Густовкрапленная руда		Дунит со струйчатыми сгущениями хромшпинелидов
	1	2	3
SiO_2	41,10	41,26	41,10
TiO_2	Следы	Следы	Следы
Al_2O_3	»	»	»
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00
FeO	3,00	3,40	6,20
MnO	0,03	0,03	0,22
MgO	54,18	54,20	52,02
NiO	0,67	0,56	0,32
CoO	—	0,01	—
CaO	0,00	0,00	Следы
H_2O^-	0,24	0,10	0,04
H_2O^+	0,90	0,60	0,38
Cr_2O_3	Следы	Следы	Следы
S	—	0,00	0,00
Сумма	100,12	100,16	100,28
Fe_2SiO_4, мол.%	3,04	3,41	6,28

1. $(Mg_{1,926}, Fe_{0,061}, Ni_{0,013})_2SiO_4$; обр. 270-66, скв. 137, глуб. 506 м.
2. $(Mg_{1,922}, Fe_{0,068}, Ni_{0,010})_2SiO_4$; обр. 353-66, скв. 10, глуб. 490 м.
3. $(Mg_{1,864}, Fe_{0,126}, Ni_{0,006}, Mn_{0,004})_2SiO_4$; обр. 37-66, скв. 167, глуб. 872 м.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР В. Молевой.

Хромактинолит и хромовые хлориты (кеммererит и родохром) не образуют крупных скоплений. Этими минералами слагаются ветвящиеся жилы и жилки мощностью от нескольких до 50 см, пересекающие хромитовые руды. Вблизи таких прожилков они часто присутствуют среди силикатной составляющей руд. Обычно хромовый хлорит развивается по хромактинолиту.

Хромактинолит имеет изумрудно-зеленую окраску, размер призматических зерен от 1 до 30 мм, $n_g - n_p = 0{,}022$, $2V = -86 + 88°$, $cNg = 14—19°$; $n_g = 1{,}645$ ($\pm 0{,}002$), $n_p = 1{,}623$ ($\pm 0{,}002$). Химический состав хромактинолита из руд месторождения Спорное следующий (в вес. %): SiO_2 47,32; TiO_2 0,29; Al_2O_3 10,68; Fe_2O_3 2,75; Cr_2O_3 1,58; MgO 19,96; FeO 1,77; NiO 0,08; CaO 9,92; Na_2O 1,74; K_2O 0,20; H_2O^+ 1,76; H_2O^- 1,60; S 0,25; сумма 99,96.

Хромовый хлорит образует псевдогексагональные таблитчатые призмы и бесформенные листоватые агрегаты бледно-фиолетового цвета. Под микроскопом бесцветен, $n_g - n_p = 0{,}004—0{,}006$; $2V = +40 — +42°$, $cNg = 0$, $n_{g'} = 1{,}580$ ($\pm 0{,}002$), $n_{p''} = 1{,}579$ ($\pm 0{,}003$).

Размещенные в пределах Главного рудного поля многочисленные хромитовые месторождения, различаясь по форме рудных тел, их числу, размерам и глубине залегания, имеют сходный минеральный состав при близких количественных соотношениях рудообразующих минералов и близком их химическом составе. Все эти месторождения, объединяющиеся под названием Донских, отличаются высоким качеством хромитовых руд. Некоторые из них

эксплуатируются Донским хромитовым рудоуправлением. Ниже по материалам Донской ГРП дается описание наиболее типичных месторождений, залегающих в Западной и Восточной рудоносных зонах.

Месторождение им. XX лет КазССР

Месторождение находится в средней части западной рудоносной зоны и расположено в 9 км к северу от г. Хромтау. Запасы руд с содержанием Cr_2O_3 свыше 50 вес. % по категориям А + В + С превышают 25 млн. т. Хромитовое оруденение месторождения представлено 60 телами, промышленные запасы содержатся в 10 основных телах. Рудные тела вытянуты в субмеридиональном направлении (10—15°) на протяжении 1,9 км при ширине в плане от 40 м на севере до 240 м в центральной части. Падение рудных тел западное с углами от 10 до 50° при южном склонении 5—10°. Максимальная глубина залегания оруденения 40 м на севере и 320 м на юге. Промышленные рудные тела имеют длину по простиранию от 80 до 1350 м при ширине в плане от 33 до 130 м и пересеченной мощности от 3—5 до 55 м (рис. 80).

Субширотными сбросами месторождение разбито на три блока, перемещенные относительно друг друга. Вертикальное перемещение блоков достигает 80 м. В северной части месторождения руды выходят на размытую поверхность ультрабазитов и прикрываются мезо-кайнозойскими отложениями. Непосредственно вмещающими породами являются серпентинизированные дуниты и серпентиниты по дунитам. Контакты рудных тел с дунитами резкие.

В непосредственной близости к контактам рудных тел в дунитах встречаются маломощные (1—3 см) прожилки хромита, ориентированные в различных направлениях. Наблюдаются случаи, когда в зонах контакта рудного тела происходит уменьшение величины зерен хромшпинелидов и переход руд во вкрапленные и бедновкрапленные их разности. Рудные тела в главной массе сложены густовкрапленными средне- и крупнозернистыми хромитовыми рудами. Сплошные руды встречаются в ограниченном количестве. Средне- и редковкрапленные разности руд играют также подчиненную роль и размещаются в периферических частях рудных тел.

Верхние горизонты рудных тел до глубины 20—25 м от поверхности сложены рыхлыми разностями руд, возникновение которых обусловлено развитием древней коры выветривания. Ниже распространены крепкие хромиты. Минеральный состав руд: хромшпинелид (магнохромит), серпентин (лизардит), иногда реликтовый оливин (форстерит), брусит, пылевидный магнетит. Редко встречаются гранат (уваровит), хромдиопсид, хромактинолит, хромовые хлориты (кеммererит и родохром), гидромагнезит и сульфиды (пирротин, макинавит, пентландит). Из гипергенных минералов встречаются магнезит, анкерит, кальцит, кварц, халцедон, окислы железа.

В сырых рудах содержатся (в вес. %): Cr_2O_3 22,3—62,1; SiO_2 1,3—21,7; Fe_2O_3 9,2—15,1; CaO 0,22—1,3 и P 0,03.

Месторождение им. XL лет КазССР — Молодежное

Месторождение расположено в 4 км к восток-северо-востоку от месторождения XX лет КазССР и размещается в средней части Восточной рудоносной зоны. Разведочным бурением установлено, что рудные тела месторождений XL лет КазССР и Молодежного в самой южной части на глубине кулисообразно заходят друг за друга, в связи с чем оба месторождения объединены в единое

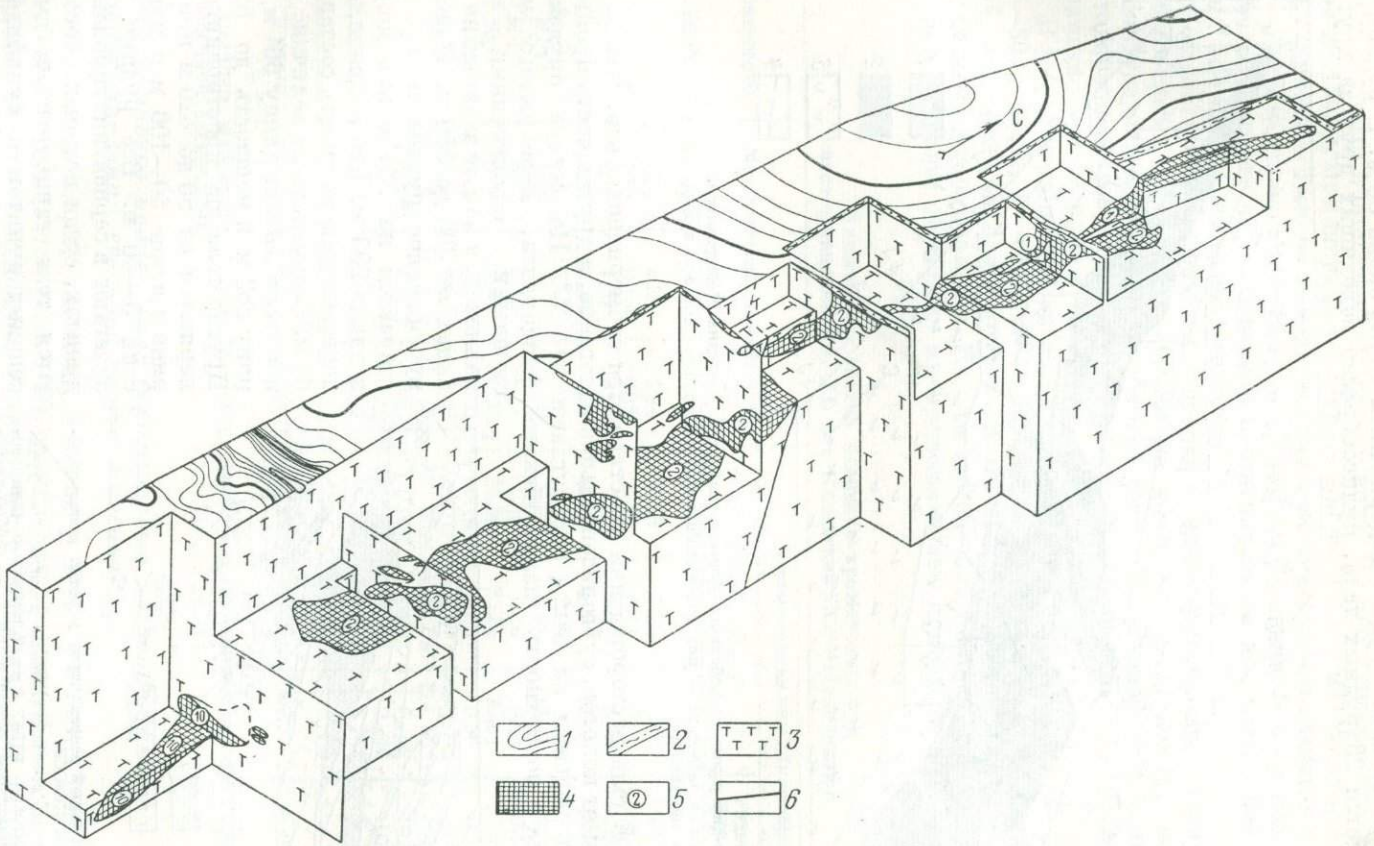


Рис. 80. Блок-диаграмма рудных залежей 1, 2 и 10 месторождения им. XX лет КазССР. По *М. Шульгину*

1 — дневная поверхность; *2* — мезо-кайнозойские отложения; *3* — перидотиты; *4* — хромитовые руды; *5* — рудные тела; *6* — тектонические нарушения

рудное поле и рассматриваются вместе. Общие запасы месторождения составляют около 90 млн. т руды с содержанием Cr_2O_3 около 50%. В рудном поле насчитывается 23 рудных тела, кулисообразно заходящих друг за друга.

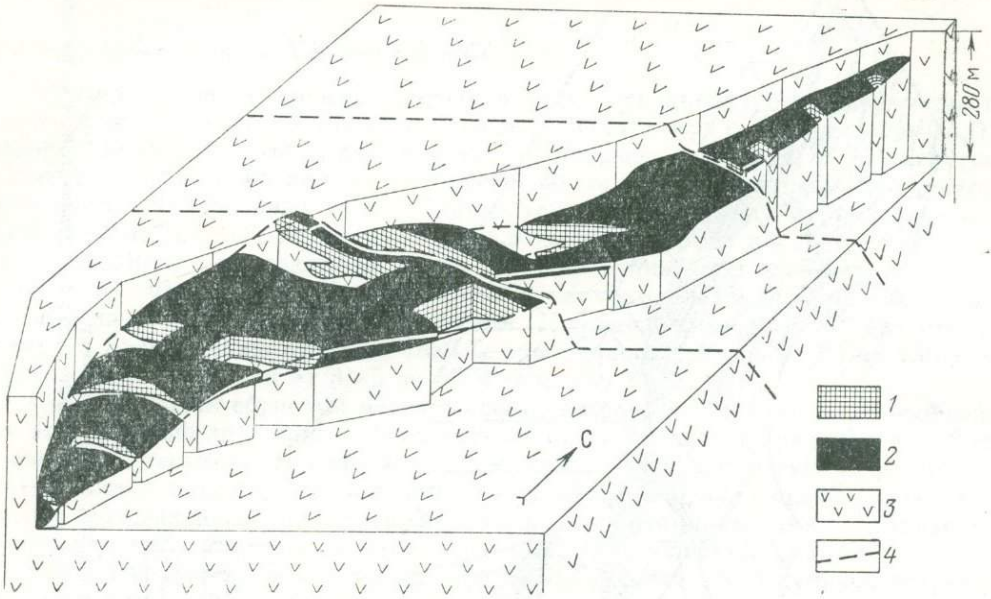


Рис. 81. Блок-диаграмма погребенного рудного тела месторождения Молодежного.
1 — рудное тело в разрезе; *2* — контактовые поверхности рудного тела; *3* — вмещающие ультрабазиты; *4* — тектонические нарушения

Рудные тела месторождения простираются субмеридионально. Часть рудных тел имеет пологое, субгоризонтальное залегание, а другая часть проявляет тенденцию падения на запад под углами 10—25°. На севере оруденение выходит на поверхность палеозойского фундамента, перекрытого маломощными отложениями мезокайнозоя, а на юге залегает на глубинах от 300 до 350 м. Наиболее протяженное рудное тело 4 простирается на 934 м при ширине в плане 200 м. Его максимальная пересеченная мощность составляет 65 м. Следующее по величине рудное тело 3 имеет длину 664 м, ширину 282 м и мощность до 85 м. Другие тела по простиранию измеряются от 50 до 420 м при ширине в плане 50—100 м и мощностях 5—40 м. Все рудные тела залегают в серпентинизированных дунитах, среди которых обособляются тела гарцбургитов, пироксеновых дунитов и сульфидоносных дунитов (рис. 82).

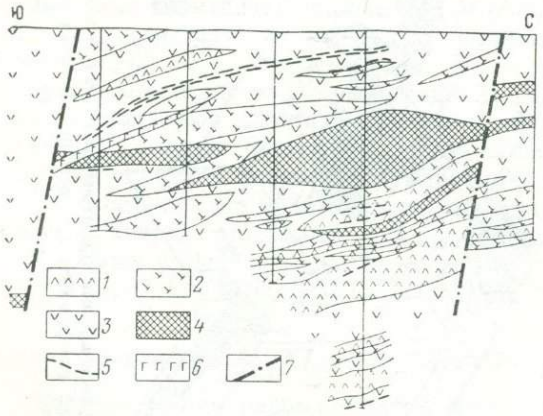


Рис. 82. Продольный разрез через участок месторождения им. XL лет КазССР.
1 — гарцбургиты; *2* — энстатитовые дуниты; *3* — дуниты; *4* — хромитовая руда; *5* — маломощные шлирово-полосчатые хромитовые обособления; *6* — габбро-диабазы; *7* — тектонические нарушения

Месторождение Молодежное представлено компактным рудным телом, самым крупным в описываемом рудном поле. По простиранию это тело прослежено на 1540 м при ширине в плане от 200 до 300 м и максимальной мощности 140 м (рис. 81). Тело не выходит на дневную поверхность, залегая на глубинах 422—600 м и плавно погружаясь в южном направлении. Это рудное тело, вытянутое по азимуту 45°, в северной части падает на юго-восток под углом 25°; к югу оно несколько выполаживается.

Рудное тело пересекается тектоническими нарушениями преимущественно субширотными и круто падающими на юг и юго-запад под углами 70—85°. Амплитуда перемещений варьирует от 8 до 40 м. Рудные тела слагаются как густовкрапленными, почти сплошными хромитами, так и в разной степени вкрапленными их разностями.

В рудах месторождения содержится (в вес. %): Cr_2O_3 19,3—58,95; SiO_2 0,3—30,0; Fe_2O_3 9—14,5; CaO следы — 0,84; P — до 0,005. Содержание титана, марганца, никеля и других малых примесей не превышает сотых и первых десятых долей процента. Полные химические анализы «сырых» хромитовых руд для наиболее типичных их представителей приведены в табл. 19.

Таблица 19

Химический состав «сырых» хромитовых руд месторождения им. XL лет Казахской ССР—Молодежное

Компоненты	Месторождение Молодежное			Месторождение им. XL лет КазССР				
				Рудное тело 3			Рудное тело 4	Рудное тело 15
SiO_2	0,24	4,30	4,34	6,58	7,20	7,26	7,33	7,48
TiO_2	0,15	0,15	0,15	0,12	0,11	0,10	0,07	0,10
Al_2O_3	8,12	7,57	8,14	7,64	6,57	6,73	7,13	7,83
Cr_2O_3	58,95	54,93	50,28	49,32	48,68	43,33	48,48	47,21
Fe_2O_3	0,12	2,72	0,50	3,00	2,05	0,10	2,61	2,22
FeO	13,47	9,62	12,90	8,91	9,93	13,13	9,36	10,05
MnO	0,14	0,15	0,14	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15
MgO	18,19	17,90	20,94	20,30	20,54	23,61	20,53	20,60
CaO	0,10	0,13	0,20	0,10	0,43	0,06	0,07	0,08
NiO	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07
CoO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,005	0,005
P	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
S	—	0,012	0,022	0,031	0,046	0,046	0,035	0,039
П. п. п.	0,65	1,47	2,52	2,75	3,31	4,78	3,13	3,13
Сумма	100,18	99,0	100,20	98,97	99,09	99,37	98,96	98,96

Анализы выполнены в лабораториях КазИМС и Актюбинской комплексной геологоразведочной экспедиции.

Батамшинское рудное поле (хромитовые месторождения и рудопроявления северной части массива)

В северной половине массива в районе р. Куагач и балок Кемпирсай и Истай-Кезе насчитывается свыше 30 мелких месторождений и рудопроявлений. Большинство их размещается в осевой части поднятия, свод которого претерпел значительный эрозионный размыв. В 15 км к северу от пос. Кемпирсай

известно одиночное месторождение — Бурановское, находящееся на площади одноименного силикатно-никелевого месторождения. Бурановское месторождение в форме жилоподобного тела прослеживается на поверхности земли на 135 м при мощности от 5 до 10 м. Оно разведано лишь с поверхности и прослежено до глубины 50—60 м незначительным числом скважин.

Хромитовое оруденение рассматриваемого рудного поля располагается преимущественно в полях развития полосчатых гарцбургитов, хотя встречается и среди их массивных разностей. Породами, непосредственно вмещающими рудные тела, являются дуниты, которые образуют оторочки или маломощные тела. Хромитовые рудные обособления представляют собой жилоподобные тела или резко уплощенные линзы и шлиры. На поверхности они имеют протяженность от 30 до 135 м при мощности от 1 до 10 м.

Простирание и падение рудных тел обычно совпадает с простиранием и падением полосчатости в гарцбургитах, но имеются и отклонения, когда простирание рудного тела имеет азимут 45° СВ с углом падения 35°, или случай, когда рудный шлир в южном конце имеет азимут простирания 340°, а затем, изгибаясь к западу, становится субширотным. Бурановское месторождение имеет строго меридиональное простирание. По текстурам хромитовые руды этого поля разделяются на три группы — массивные, густовкрапленные и вкрапленные, с которыми часто связаны и нодулярные разности.

Рудные тела слагаются в большинстве случаев массивными и густовкрапленными рудами, при этом массивные размещаются внутри тел, а густовкрапленные — по периферии. Контакты с вмещающими породами резкие.

Химический состав «сырых» хромитовых руд этого района показывает относительно низкое содержание окиси хрома — 32—38 вес. % при отношении Cr_2O_3 к FeO 2,1—2,8.

Валовой состав руд Бурановского месторождения следующий (в вес. %): SiO_2 0,78; TiO_2 0,21; Al_2O_3 31,26; Cr_2O_3 37,08; Fe_2O_3 9,15; FeO 6,10; MgO 15,95; CaO 0,00; H_2O^+ 0,15; сумма 100,68; Cr_2O_3: FeO — 2,6. Эти данные указывают, что руды района пригодны главным образом для огнеупорной и химической промышленности.

Минеральный состав батамшинских руд аналогичен описанным выше рудам Главного рудного поля (Донские месторождения). Однако состав их рудообразующих хромшпинелидов резко отличен. Хромшпинелиды руд Батамшинского рудного поля, так же как и Тагашасайского, Юго-Западного и Степнинского содержат 22—32% Al_2O_3 и лишь 20—40 и редко 45% Cr_2O_3 (табл. 20).

Из приведенной характеристики хромитоносности Кемпирсайского массива следует, что на размещение хромитовых месторождений, масштаб оруденения и качество руд оказывают влияние форма и размеры интрузива, состав и степень дифференцированности ультраосновных пород, положение подводящего канала, по которому поступали магматический и рудносиликатный расплавы, а также наличие в массиве сводовых структур, благоприятных для размещения оруденения. Важным фактором в обнаружении месторождений на современной поверхности интрузива является степень эрозионного среза, вскрывшего различные петрографические комплексы, несущие оруденение разного типа. Таким образом, закономерности размещения хромитовых месторождений подчинены влиянию трех факторов: магматического, тектонического и фактора эрозии. Дифференциация ультраосновной магмы приводит к образованию рудных концентраций, а прототектонические процессы определяют размещение этих концентраций в теле интрузива. Эрозия вскрыла продуктивные петрографические горизонты интрузива.

Таблица 20

Химический состав и некоторые физические параметры рудообразующих хромшпинелидов Батамшинского, Тагашасайского, Юго-Западного и Степнинского рудных полей (в вес.%)

Компоненты	Батамшинское					Тагашасайское			Юго-Западное	Степнинское
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	0,37	1,75	1,97	0,91	0,78	1,47	0,39	1,66	0,73	4,50
TiO_2	0,43	0,23	0,34	0,25	0,21	0,52	0,43	—	0,35	0,28
Al_2O_3	21,84	22,98	26,20	32,29	31,26	32,82	25,75	25,12	23,78	32,89
Cr_2O_3	45,62	39,34	39,70	34,33	37,08	32,67	39,92	33,20	42,88	30,57
Fe_2O_3	3,96	3,90	2,67	2,70	9,15	4,20	3,53	9,04	6,80	2,51
FeO	12,23	14,11	11,80	10,98	6,10	11,60	12,80	10,05	10,18	13,40
MnO	0,17	0,23	0,08	0,15	0,00	0,13	0,19	—	0,16	0,15
MgO	15,30	15,62	15,62	17,71	15,95	16,62	16,34	14,76	15,36	14,99
CaO	0,00	—	0,00	—	0,00	0,10	0,00	—	0,00	0,00
Na_2O	0,08	—	—	—	—	0,17	0,10	—	0,12	—
K_2O	0,08	—	—	—	—	0,05	0,03	—	0,04	—
H_2O^-	0,00	0,25	0,19	0,14	—	0,00	0,28	—	0,00	0,00
H_2O^+		0,75	0,53	0,41	0,15	0,00	0,30	—	0,00	0,63
V_2O_5	0,17	0,13	0,13	0,09	—	0,07	0,16	—	0,11	0,06
P_2O_5	0,03	—	0,00	—	—	0,04	—	—	0,05	0,03
NiO	0,11	0,13	0,14	0,12	—	0,08	0,10	0,23	0,10	0,11
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Сумма	100,39	99,42	99,37	100,08	100,68	100,54	100,32	94,06	100,66	100,18
a_0, Å	8,2547	—	—	—	—	8,2147	8,2365	—	8,2454	8,2051
R, усл. ед.	11,9	—	—	—	—	10,4	11,0	—	11,2	10,4
Плотность, г/см³	4,21	—	—	—	—	4,105	4,208	—	4,17	4,05

1 — обр. 289-60, к юго-западу от пос. Батамшинск; 2 — обр. 186-37, балка Кемпирсай, точка 7; 3 — обр. 174-37, рудопроявление 13; 4 — обр. 260-37, рудопроявление 23; 5 — обр. 236-37, м-ние Бурановское; 6 — обр. 7-60, рудопроявление Ивановское; 7 — обр. 410-60, рудный выход р. Тагашасай; 8 — обр. 290-38, рудный выход западнее р. Джарлы-Бутак; 9 — обр. 64—60, м-ние 22; 10 — обр. 67-60, рудопроявление 17.

Месторождения Шоржинского массива

Шоржинский хромитоносный массив находится в Красносельском районе Армянской ССР на северо-восточном побережье оз. Севан, близ с. Шоржа. Массив входит в Севано-Амасийский пояс ультраосновных пород, протягивающихся в пределах Армянской ССР в юго-восточном направлении на 80 км и уходящий далее на территорию Азербайджана. В массиве заключено более десяти мелких месторождений и рудопроявлений хромитов.

Шоржинский массив размещается среди верхнемеловых и эоценовых отложений. Верхний мел представлен мощной толщей (до 2000 м) обломочных пород с подчиненными прослоями туфогенных образований и рифовых известняков, относимых к турону. На эту толщу налегают средне- и тонкослоистые известняки верхнего сенона мощностью до 1500 м. Породы эоцена согласно залегают на отложениях верхнего мела и представлены толщей глинистых сланцев. Все породы сложены в глубокие изоклинальные складки, вытянутые

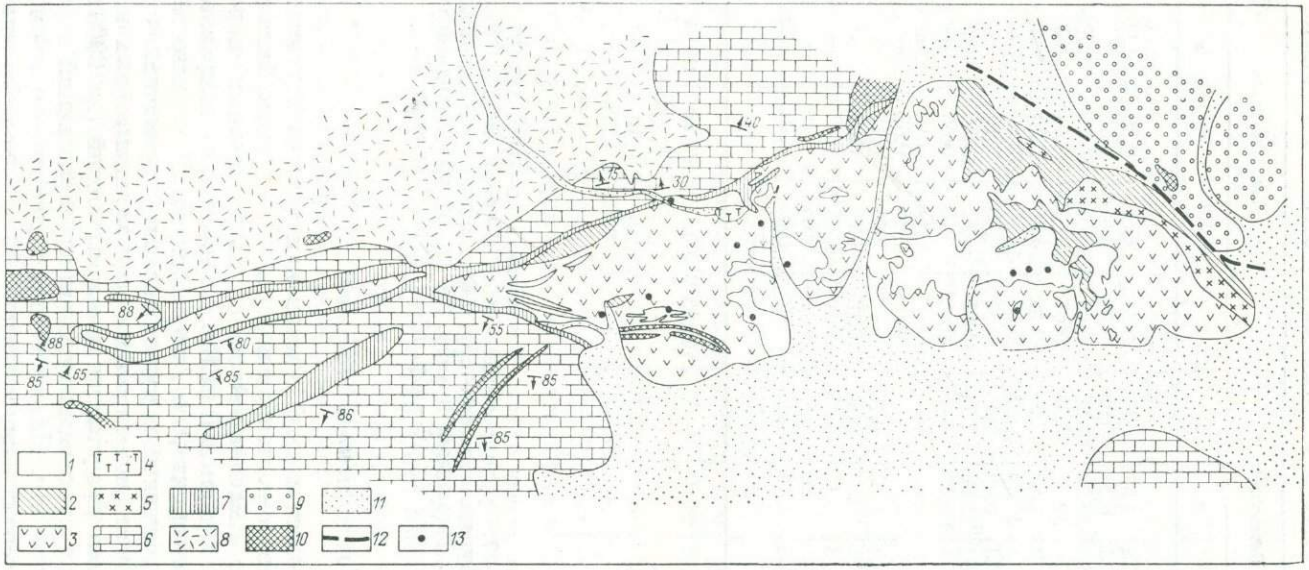


Рис. 83. Схема геологического строения Шоржинского перидотитового массива. По *А. Бетехтину*

1 — дуниты; *2* — серпентиниты; *3* — перидотиты; *4* — пироксениты; *5* — троктолиты; *6* — верхнемеловые и эоценовые известняки; *7* — лиственитыи доломиты; *8* — порфириты; *9* — юрские туфогенные породы; *10* — базальты; *11* — россыпи; *12* — линия надвига; *13* — месторождения и рудопроявления хромитов

в субширотном направлении. К одной из антиклинальных складок и приурочен Шоржинский массив.

В северо-восточной части массива известны юрские туфогенные породы, которые по тектоническому нарушению надвинуты на него. Плоскость надвига имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами 35—40°.

Массив вытянут в широтном направлении, имеет протяженность около 3 км при ширине в плане от 100 до 700 м. В западной части он имеет форму узкой дайкообразной пластовой залежи, падающей на север под углами 75—80°, и размещается среди известняков. Следуя на восток, массив постепенно расширяется, образуя форму лакколитообразного тела. Восточная часть массива ограничена линией надвига юрской толщи на верхнемеловые и эоценовые отложения. По данным К. Паффенгольца, этот надвиг относится к предэоценовой орогенической фазе.

По данным А. Бетехтина (1937) и С. Абовяна (1961), Шоржинский массив представляет собой апикальную часть залегающей на глубине интрузивной залежи, обладающей признаками лакколитового тела. Время внедрения относится к верхнему эоцену. А. Книппер (1964) и В. Морковкина (1971) считают, что Шоржинский массив (как и другие ультраосновные массивы Малого Кавказа), находится во вторичном залегании, представляя результат протрузии ультрабазитов с возрастом образования более древним, чем вмещающие породы. Массив сложен в главной массе гарцбургитами, среди которых обособляются неправильные линзообразные тела дунитов, перемежающихся с гарцбургитами и вытянутые согласно с простиранием массива (рис. 83). В незначительном количестве известны лерцолиты и верлиты. В восточной части массива в виде полосы северо-западного простирания размещаются троктолиты, которые к югу постепенно переходят в гарцбургиты. В троктолитах обособляются удлиненные шлиры анортозитов.

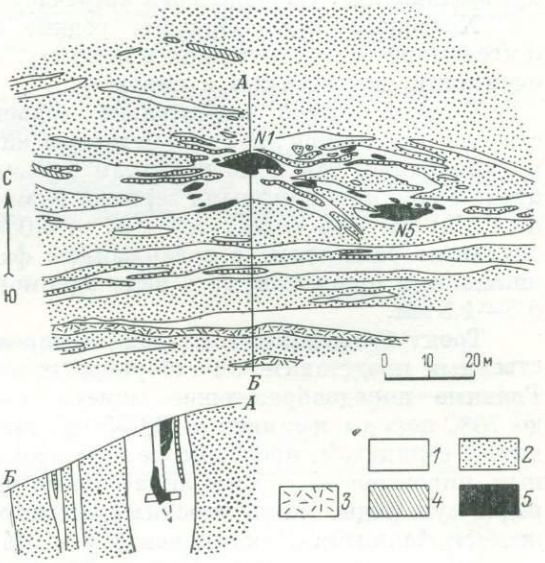


Рис. 84. Схема геологического строения района месторождений 1 и 5. По *А. Бетехтину*

1 — дуниты; *2* — перидотиты; *3* — базальты; *4* — серпентиниты; *5* — хромитовые железняки

Каких-либо закономерностей в размещении дунитовых обособлений среди гарцбургитов не устанавливается (рис. 84). Форма и залегание дунитовых шлиров и вытянутых полос в основном конкордантна общей форме залегания массива. Среди дайковой серии пород известны пироксениты (вебстериты), диабазы, диабазовые порфириты и диорит-порфириты мощностью от 0,5 до 10 м при протяженности 10—60 м.

Все ультраосновные породы массива затронуты в разной степени процессами серпентинизации. В зоне контактов с вмещающими породами в ряде мест имеются серпентиниты, в которых отсутствует реликтовая структура первичной

породы. Серпентин в серпентинизированных перидотитах и дунитах представлен лизардитом и антигоритом. В собственно серпентинитах резко преобладает антигорит.

В зонах контактов ультрабазитов с известняками широко развиты лиственниты. Иногда здесь встречаются карбонатизированные рассланцованные и брекчированные серпентиниты, что указывает на тектоническую природу контактов в таких участках.

Мало измененные разности гарцбургитов в массиве редки. Первичный состав их, не учитывая степени серпентинизации, очевидно, следующий: 70—80% оливина, около 30—20% ромбического пироксена и 1—2% акцессорного хромшпинелида. Спорадически встречается моноклинный пироксен — диопсид.

Хромшпинелиды образуют редкие зерна размером от долей до 1,5 мм и ксеноморфны по отношению к оливину. Реже встречаются зерна идиоморфных очертаний, включенные в пироксен.

Дуниты обычно значительно серпентинизированы. Оливин преимущественно замещается лизардитом и реже антигоритом, который развивается как по лизардиту, так и по реликтам оливина. Оливин в неизмененных дунитах представлен идиоморфными зернами размером 1,5—2,0 мм. По оптическим данным ($2V = +86 + 88°$, $n_g - n_p = 0{,}034 - 0{,}035$) относится к высокомагнезиальным разностям, с содержанием фаялитовой молекулы 7—10%. Хромшпинелиды присутствуют в виде идиоморфных или округлых зерен размером 0,5—1,5 мм.

Троктолиты имеют постепенные переходы к перидотитам и являются единственным представителем габброидных пород, связанных с ними генетически. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз, составляющий от 50 до 70% породы, и оливин — 30—50%. Вторичные минералы представлены эпидотом, серицитом, пренитом, серпентитом, роговой обманкой и редко моноклинным пироксеном. Рудные акцессорные минералы — хромшпинелид, магнетит, редко сульфиды. По оптическим данным оливин высокомагнезиальный с содержанием фаялитового компонента 8—10%.

Все хромитовые рудные тела приурочены к обособлениям дунитов и, как правило, залегают согласно с залеганием дунитов. Имея преобладающее субширотное простирание, рудные тела обладают крутым северным или южным падением с четко проявленным склонением на восток (Абовян, 1961). Рудные обособления представлены телами линзо- и гнездообразной формы. Гнездообразные тела вытянуты в вертикальном направлении и приближаются к столбообразным обособлениям. Размеры рудных тел крайне незначительны. Гнездообразные тела в поперечнике имеют 3—4 м, линзообразные — до 25—30 м по длине, при мощности 1—4 м, столбообразные (с линзовидным поперечным сечением) по погружению прослеживаются на 30—35 м при максимальных поперечных размерах 10 и 3 м.

Взаимоотношения рудных тел с вмещающими дунитами различны. Известны постепенные переходы вкрапленных хромитовых руд к вмещающим дунитам. Рудные тела с вкрапленными или массивными рудами часто обладают и резкими границами с вмещающими дунитами. Наблюдаются также четкие жилки хромитов, секущие дуниты. Среди текстур руд различаются массивные (сплошные) густовкрапленные, полосчатые и равномерновкрапленные разности. Известны и нодулярные хромитовые руды (месторождение 3). Преобладают руды массивные, слагающие самостоятельные рудные тела, нередко они встречаются и среди вкрапленных руд в виде небольших участков. Размер зерен хромшпинелидов в рудах варьирует в широких пределах — от 1 до 10 мм. Важнейшими минера-

лами руд являются также серпентин (лизардит, антигорит) и иногда оливин. В подчиненном количестве встречаются уваровит, кеммererит, хромдиопсид, кальцит, брусит, редко самородная медь, сульфиды (пирротин, пентландит) и магнетит.

По химическому составу хромитовые руды Шоржинского массива неодинаковы. Так, в рудах месторождения 2, размещенного в северной приконтактовой части интрузива, содержание Cr_2O_3 составляет 32—35 вес. %, а рудообразующий хромшпинелид содержит Cr_2O_3 около 40 вес.% при содержании Al_2O_3 около 25%, а общего железа в пересчете на FeO около 16%. Руды других месторождений например, месторождений 27 и 28, находящихся во внутренней части массива, значительно богаче хромом и менее глиноземисты. Содержание окиси хрома в таких рудах составляет более 45 вес.%, глинозема 10—14%, а FeO около 16—20%.

Рудообразующие хромшпинелиды месторождений Шоржинского массива (табл. 21) разделяются на две группы — высокохромистые (Cr_2O_3 46—53%, Al_2O_3 8—14%) и низкохромистые с высоким содержанием глинозема (Cr_2O_3 около 40% и Al_2O_3 около 23%). Высокоглиноземистые руды тяготеют к полям широкого развития перидотитов, тогда как высокохромистые залегают в полях максимального развития дунитов.

Таблица 21

Химический состав хромшпинелидов из руд месторождений Шоржинского массива (в вес. %)

Компоненты	Месторождение 1	Месторождение 2	Вкрапленная зона, штольня 10	Рудное тело 27, штольня 4	Рудное тело 28, штольня 10
SiO_2	1,76	2,30	1,64	3,16	Не обн.
Al_2O_3	7,68	22,70	12,27	14,46	8,90
Cr_2O_3	53,49	38,87	46,15	48,84	50,14
Fe_2O_3	6,94	4,97	4,61	4,46	4,97
FeO	14,07	11,33	15,01	16,53	12,65
MgO	10,87	13,40	10,50	12,12	12,22
CaO	Нет	1,34	0,50	—	0,38
MnO	0,22	—	—	—	—
П. п. п.	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	95,03	94,91	90,68	99,57	89,26

Анализ хромшпинелида из месторождения 1 заимствован из работы А. Бетехтина (1937); остальные анализы — из работы С. Абовяна (1961).

Шоржинский массив отличается значительной дифференцированностью ультраосновных пород — от массивных и вкрапленных хромитов через дуниты и гарцбургиты до пород габброидной серии — троктолитов и анортозитов. Обладая небольшими размерами (1,5 км²), массив содержит и незначительные по величине рудные тела. Хромитовые руды различаются по первичному составу слагающих их рудообразующих хромшпинелидов в зависимости от размещения их в полях гарцбургитов или в обособлениях дунитов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ, НАХОДЯЩИЕСЯ В МАССИВАХ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ

К этой субформации относятся следующие хромитоносные массивы: Халиловский и Аккаргинский на Южном, Ключевской — на Среднем, Войкар-Сынынский — на Северном Урале, Гейдаринский массив в Закавказье, Оспинский и Хара-Нурский в Восточных Саянах и др. По данным В. Петрашека (Petrascheck, 1957) и Г. Хислейтнера (Hiessleitner, 1951/1952), аналогичным петрографическим составом обладает значительное число хромитоносных массивов Турции, Ирана, Албании, Югославии и других стран.

Ключевские месторождения

Ключевские хромитовые месторождения залегают в массиве ультрабазитов того же названия, расположены на восточном склоне Среднего Урала в 50 км к юго-востоку от г. Свердловска.

Ключевский массив входит в состав Алапаевско-Теченского пояса ультрабазитов (Малахов, 1966), к которому помимо Алапаевского и Теченского массивов принадлежат также Останинский, Режевской, Баженовский и Казакбаевский массивы. Пояс располагается в западном крыле Алапаевско-Брединского погружения. Ключевской массив приурочен к одной из складок, осложняющих Арамильский синклинорий. Массив площадью около 80 км² имеет в плане грушевидную форму. В субмеридиональном направлении он протягивается на 17 км. В южной части ширина его достигает 8 км, а к северу она уменьшается до 1—3 км.

Ультрабазиты залегают в метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах нижнего силура. По Ю. Соловьеву, стратиграфический разрез палеозойских отложений района Ключевского массива составляют верхнеордовикские графито-кварцевые сланцы, нижнесилурийские слюдяно-кварцитовые сланцы, филлиты, гнейсы и мраморы. В отложениях верхнего силура наряду с углисто-кремнистыми кварц-серицитовыми и зелеными сланцами присутствуют метаморфизованные эффузивы основного состава, туфопесчаники и амфиболиты. Нижнедевонские отложения представлены базальтовыми порфиритами и туфами с прослоями окремненных известняков. Мощность отложений ордовика 500 м, нижнего силура от 0 до 800, верхнего силура 200—500, девонских отложений 500 м.

Породы, окружающие массив, смяты в опрокинутые к востоку изоклинальные складки, оси которых субпараллельны вытянутости массива. Восточные крылья складок более крутые, западные более пологие.

Западный и восточный контакты ультрабазитов с вмещающими отложениями по геофизическим данным имеют западное падение. При этом западный контакт положе восточного. Южный контакт тектонический и круто падает на север. Форма массива, залегающего в синклинальной структуре, лополитообразная. По геофизическим данным наибольшая мощность (4—5 км) устанавливается в южной части массива, где предполагается наличие магмоподводящего канала.

Время внедрения ультрабазитов, по П. Соболеву, средневерхнедевонское. По данным А. Пронина (1948 г.), возраст Ключевского массива, так же как и всех остальных массивов пояса, каменноугольный. На площади Ключевского массива развиты породы ультраосновного, габброидного и гранитоидного

комплексов и ряд метаморфогенных образований. Больше половины площади покрыто перидотитами гарцбургитового состава с изначальным содержанием ромбического пироксена до 25—30%. Дуниты и аподунитовые серпентиниты образуют полосы шириной более 1,5 км по южной и юго-восточной окраинам массива, а также обнажаются в виде вытянутых в меридиональном направлении пятен в поле перидотитов. Площади отдельных выходов дунитов уменьшаются с юга на север, где не превышают 0,5 км² и располагаются преимущественно вдоль восточного борта массива. В целом дунитами занято около трети площади массива.

Пироксениты и габбро, более молодые по отношению к названному комплексу, наиболее широко развиты на западе массива, где их выходы образуют обширные поля. Пироксениты сложены преимущественно свежим крупнозернистым диаллагом, содержат акцессорный магнетит (редко хромшпинелид), иногда оталькованы и антигоритизированы. На юге массива в поле развития преобладающих дунитов и аподунитовых серпентинитов распространены дайкообразные пироксенитовые тела протяженностью более 300 м, встречаются и маломощные жилки пироксенита.

По контактам пироксенитов и дунитов нередко развиваются верлиты, для которых характерна относительная свежесть пироксенов при сильном метаморфизме хромшпинелидов и уменьшение содержания клинопироксенов по направлению к дунитам. Б. Телегин (1967 г.) рассматривает верлиты как продукт метасоматического воздействия пироксенитов на дуниты. Иногда верлиты встречаются в виде отдельных обособлений вне видимого сопряжения с пироксенитами.

Дайковые породы гранитоидного комплекса (двуслюдяные граниты) тяготеют к северо-восточному борту массива. Гранито-гнейсы и жильные аляскитовые граниты развиты по его юго-восточному обрамлению.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса подверглись воздействию процессов серпентинизации (лизардит, антигорит), хлоритизации, амфиболитизации, карбонатизации и графитизации, а в гипергенных условиях окремнению и нонтронитизации. Метаморфические преобразования проявились наиболее интенсивно в зонах тектонических нарушений. На контакте ультрабазитов с вмещающими отложениями (восточный контакт) и по границе серпентинитов с жильными гранитами и лампрофирами развиты серпентин-карбонатные, тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые породы, образовавшиеся в результате воздействия на ультрабазиты магмы кислого состава. На юге массива полосы этих пород длиной в несколько сотен метров и мощностью до 50 м имеют широтное, северо-западное и юго-западное простирания. Широко развиты они и в пределах рудных полей.

На площади Ключевского массива известно около 200 мелких месторождений и рудопроявлений, расположенных как в поле дунитов, так и среди перидотитов. В полосе дунитов, окаймляющих массив с юга, обособляются шлирообразные и жилоподобные часто субпараллельные тела хромитовых руд. Сближенные протяженные рудные тела образуют рудоносные зоны. Отдельные, наиболее продуктивные участки этих зон выделяются как самостоятельные месторождения. Наиболее крупные из них Ревдинское, Первомайское, Козловское и Самохваловское.

Рудоносная зона Ревдинских месторождений, располагающаяся на левом берегу р. Исеть против устья р. Сысерти, имеет протяженность до 1,5 км. Простирание зоны субширотное, падение северное под углами 65—90°. В пределах зоны с запада на восток выделяются пять месторождений — Ревдинские I—V

и ряд рудопроявлений. На западе установлено выклинивание зоны, на востоке она переходит в зону Первомайского месторождения.

С поверхности месторождения вскрыты разведочными канавами. Старый эксплуатационный карьер — самый большой на Ключевских месторождениях — имеет протяженность 175 м при ширине 40 м и глубине до 15 м. Участок месторождения разбурен скважинами поисково-разведочного бурения до глубины 300 м. В пределах рудного поля на поверхности и в керне буровых скважин обнаруживаются тела, сложенные рудами вкрапленного типа с изменчивой (от 1 до 16 м) мощностью рудных прослоев и варьирующей густотой вкрапленности. Такие тела разделяются прослоями безрудных дунитов (рис. 85).

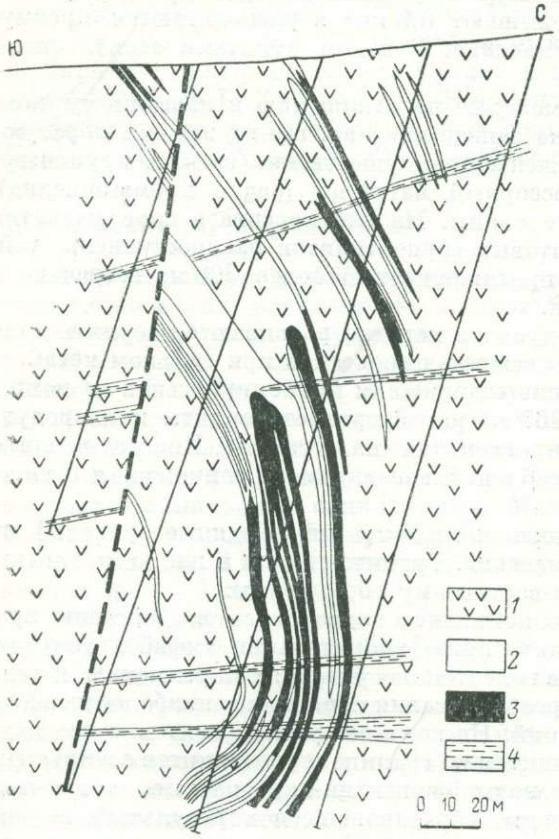


Рис. 85. Геологический разрез участка Ревдинского месторождения. По *А. Шарыпову*

1 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; *2* — дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и содержанием 10 вес. % Cr_2O_3; *3* — хромитовая руда с содержанием 10—16 вес. % Cr_2O_3; *4* — тальк-карбонатные породы

Перемежаемость маломощных рудных слоев с различной густотой вкрапленности создает полосчатую текстуру руд. Полосчатость, как правило, согласуется с пространственной ориентировкой самих рудных тел. В самих рудных полосах иногда проявлено симметричное строение. От дунита к середине полосы идет постепенное сгущение вкрапленности до образования почти сплошной руды. Часто хромитовые сгущения имеют форму струй. Струйки либо прямолинейны, либо изгибаются, ветвятся и кулисообразно заходят друг за друга. Помимо хромшпинелидов в рудах присутствуют реликты оливина и замещающие его серпентин, хлорит, брусит, тальк, а также магнетит, сульфиды, гидроокислы железа и карбонаты (магнезит, кальцит, брейнерит).

Руды Ревдинских месторождений, так же как и прочих месторождений Ключевского массива, подразделяются на редковкрапленные с содержанием рудных зерен от 10 до 30%, средневкрапленные, с количеством хромшпинелидов до 50%, густовкрапленные, в которых больше половины объема принадлежит хромшпинелидам, и массивные, содержащие более 90% рудных зерен. Соответственно массивные руды содержат 40—55% окиси хрома, густовкрапленные 30—45%, средневкрапленные 15—30%, остальные менее 15%. Все эти типы встречаются среди руд Ревдинских месторождений, однако резко преобладают руды с содержанием 8—10% Cr_2O_3. И лишь в отдельных участках оно возрастает до 36%.

В то же время рудообразующие хромшпинелиды отличаются высоким содержанием хрома. В их составе содержится (в вес. %): Cr_2O_3 52—59; Al_2O_3 8—15; FeO 14—25; Fe_2O_3 3—9; MgO 9—13. В качестве изоморфной примеси присутствуют Mn, Ni, Co, V и Ti. В настоящее время месторождение отработано до глубины 15 м, оруденение прослеживается до глубины 300 м без признаков выклинивания.

Зона Первомайских месторождений располагается к востоку и юго-востоку от Ревдинских и отделяются от них весьма условно. Протяженность зоны около 1 км при ширине в разных частях 300—500 м. Оруденение отмечено до глубин 250 м. Зона вскрыта канавами, буровыми скважинами. В период разработки месторождений был заложен карьер и шахта с рассечками на глубине 30 м.

В пределах рудоносных зон безрудные дунитовые прослои чередуются с полосами или слоями, обогащенными хромитовой вкрапленностью. При более густой вкрапленности границы рудных обособлений и вмещающих дунитов довольно резкие, когда же вкрапленность разрежена, переходы от руды к дунитам могут быть совершенно постепенными.

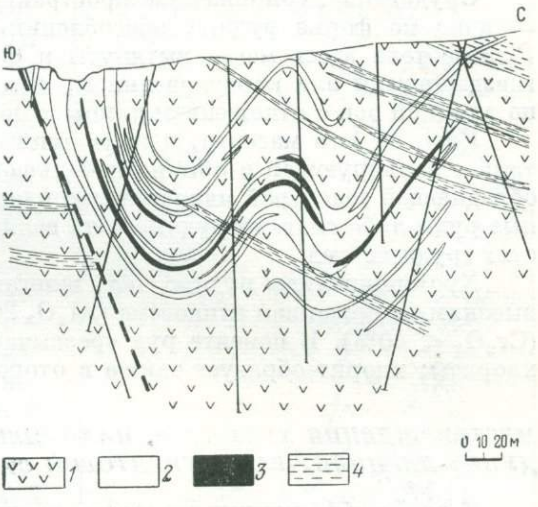


Рис. 86. Геологический разрез района Первомайского месторождения. По *А. Шарыпову*

1 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; *2* — дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и содержанием 5—10 вес. % Cr_2O_3; *3* — хромитовая руда с содержанием Cr_2O_3 более 10 вес. %; *4* — тальк-карбонатные породы

Форма тел, состоящих из перемежающихся безрудных прослоев и участков сгущения хромитовой вкрапленности чаще всего пластообразная, иногда тела имеют форму линз и гнезд.

Рудные тела имеют мощность 5—20 м, длину до 350 м и, подобно ревдинским, разделяются аподунитовыми серпентинитами. Простирание большинства рудных тел, выходящих на поверхность, северо-восточное, тогда как направления их падения весьма изменчивы и определяются складчатыми формами рудных тел (рис. 86). Изгибание рудных полос происходит как по простиранию, так и по падению. Бурением установлено, что рудоносный горизонт, имеющий складчатое строение, в целом погружается в юго-западном направлении.

Рудные тела не имеют четких границ с дунитами, слагаются вкрапленными полосчатыми рудами преимущественно с небольшим содержанием хромшпинелидов. Так, опробование разных интервалов из 10 скважин, расположенных в профилях X и XI Первомайского участка, показывает, что больше половины их суммарной мощности составляют руды с содержанием хромшпинелида менее 10%, еще пятая часть относится к рудам с 10—20% хромитового компонента и лишь немногим более 1% приходится на долю руд, в которых хромшпинелиды преобладают над нерудными минералами. Суммарная мощность рудных интервалов, принятая в расчет, составила 680 м. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах наиболее богатой центральной части Первомайского участка находится в пределах 13—18%, хотя хромшпинелиды по химическому составу аналогичны

ревдинским. Для месторождения характерно широкое проявление карбонатизации серпентинитов вплоть до развития собственно карбонатных пород. Их обособления имеют форму жил и пластов мощностью до 20 м, располагаются субпараллельно и независимо от ориентировки рудных тел.

Геологическое строение остальных месторождений, вмещающими породами которых являются дуниты, подобно описанному для Ревдинских и Первомайских месторождений. В них также широко развиты руды вкрапленного и струйчато-полосчатого сложения и наряду с ними встречаются руды орбикулярной, орбикулярно-полосчатой, нодулярной, очково-петельчатой и брекчиевидной текстур.

Оруденение, сопряженное пространственно и генетически с перидотитами, отлично по форме рудных обособлений, текстурным признакам и химизму. Рудные тела здесь менее вытянуты и более компактны, представляют собой гнезда, штоки или короткие линзы, измеряемые первыми десятками метров по длинной оси с отношением длины к мощности примерно 1 : 10.

Если на юге массива, в поле дунитов, господствуют руды вкрапленного типа с варьирующей и обычно небольшой густотой вкрапленности, здесь преобладающей текстурой является массивная крупно- и грубозернистая. Массивные руды либо слагают рудные тела целиком, либо располагаются в осевых частях рудных тел.

Хромшпинелиды рудных тел, залегающих среди перидотитов, отличаются высоким содержанием глинозема (Al_2O_3 20—25%) и низким содержанием хрома ($Cr_2O_3 < 40\%$). В цементе руд чрезвычайно распространены хромсодержащие хлориты; хлорит образует также и оторочки вокруг рудных тел.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ, НАХОДЯЩИЕСЯ В МАССИВАХ ДУНИТ-ЛЕРЦОЛИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ

К этой субформации относятся хромиты ультраосновных массивов Крака (Северный, Средний и Южный), находящиеся на западном склоне Южного Урала, и массива Нурали, размещенного на восточном его склоне. Из зарубежных массивов к этой субформации может быть отнесен слабохромитоносный Конюхский массив в Югославии.

Крупные месторождения среди них не выявлены.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ, РАЗМЕЩЕННЫЕ В СОБСТВЕННО ГАРЦБУРГИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ

К этой субформации относятся такие хромитоносные массивы Урала, как Верблюжьегорский, Верхне-Уфалейский, Иткульский, Успенский, Куликовский и ряд других, а также некоторые хромитоносные массивы Югославии, Греции, Турции, Ирана, Пакистана и ряда других стран.

Верблюжьегорские месторождения

Месторождения Верблюжьих гор принадлежат к числу тех, где добыча хромитовых руд прекратилась с расширением Кемпирсайских рудников. В настоящее время месторождения не имеют экономического значения, но представляют интерес как тип оруденения, связанного с гарцбургитовой субформацией. Верблюжьегорские месторождения находятся на юге Челябинской области неподалеку от ст. Карталы, располагаясь на восточном склоне Урала.

в пределах Верблюжьегорского ультраосновного массива (иногда массив называется Полтавским).

Массив расположен в осадочно-метаморфических породах палеозойского возраста, представленных глинистыми, углисто-глинистыми, слюдяно-хлоритовыми, глинисто-хлорит-слюдянистыми или графитистыми сланцами с прослоями аркозовых, кварцевых и железистых песчаников и углей, относимых к карбону. С северной стороны с ультрабазитами контактирует массив гранитов Джабык-Карагайского бора, занимающий площадь в несколько сотен километров.

Верблюжьегорский массив имеет площадь около 50 км², длина его 16 км при ширине в южной части 5,5 км, он вытянут в субмеридиональном направлении и дугообразно выгнут к востоку (рис. 87).

Массив слагается почти исключительно гарцбургитами. Породы подверглись чрезвычайно интенсивным изменениям как в процессе автометаморфизма, так и под воздействием растворов, связанных с внедрением гранитов. Пород, не затронутых вторичными изменениями, в массиве не наблюдалось, все они в той или иной степени изменены процессами серпентинизации, карбонатизации, отальковання и окремнения. Вблизи дневной поверхности породы сильно изменены процессами выветривания.

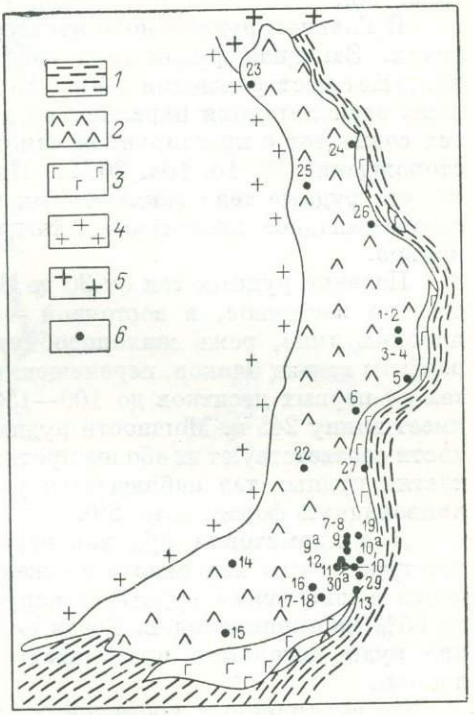


Рис. 87. Схематическая геологическая карта Верблюжьегорского ультраосновного массива.

1 — слюдяно-кремнисто-хлоритовые и кремнисто-глинистые сланцы; *2* — перидотиты; *3* — габбро; *4* — граниты и гранито-гнейсы; *5* — граниты; *6* — хромитовые месторождения

В породах, вскрытых наиболее глубокими буровыми скважинами, можно наблюдать реликты первичных породообразующих минералов и по ним установить первичную структуру породы. Принадлежность к перидотиту обычно устанавливается по присутствию бастита (часто оталькованного) и характерным формам зерен хромшпинелидов, а структура породы в серпентинизированных перидотитах подчеркивается скоплением пылевидного магнетита на границах серпентинизированных зерен оливина, или по одновременному угасанию их реликтов. Однако при этом следует учитывать, что в массиве довольно широко проявлены и процессы десерпентинизации с возникновением крупных новообразованных зерен оливина, который развивается, не считаясь с первичной структурой породы, захватывая зерна хромшпинелида и магнетитовые «петли». Новообразованный оливин характеризуется четко проявленной спайностью.

В отдельных участках массива, в районах развития хромитового оруденения, встречены серпентинизированные породы с повышенным против акцессорного содержанием хромшпинелидов, обособляющихся в виде струйчатых выделений, и отсутствием видимых реликтов бастита. Эти породы условно относятся

к дуниту. Встречены также мелкие участки перидотитов, содержащие моноклинный пироксен (лерцолиты?). Среди жильных пород присутствуют метагаббро, гранодиориты, плагиоклазиты, аплитпорфиры, амфиболиты, хлоритизированные актинолититы.

В массиве имеется 32 хромитовых месторождения, но распределение оруденения неравномерно и 18 из них сосредоточено в юго-восточной части на площади менее 3 км², известной под названием Главного рудного поля (рис. 88).

В Главном рудном поле месторождения располагаются в двух рудоносных зонах. Западная рудоносная зона, имеющая северо-восточное простирание, включает месторождения 7—9, 11, 12, 17, 18, 30, 30а. Все месторождения этой зоны располагаются параллельно дайке микродиорита, а простирание рудных тел совпадает с простиранием самой зоны. К восточной зоне принадлежат месторождения 19, 10, 10а, 20, 29. Интересной особенностью этой зоны является то, что рудные тела заключенных в ней месторождений имеют широтное или северо-западное простирание, тогда как сама зона простирается субмеридионально.

Падение рудных тел от 30 до 80°; в западной рудоносной зоне преимущественно восточное, в восточной — юго-западное. Рудные тела имеют форму плоских линз, реже жилоподобную форму. Пострудными нарушениями они разбиты на ряд блоков, перемещенных относительно друг друга. Длина рудных тел от первых десятков до 100—150 м, наиболее протяженное рудное тело 30 имеет длину 245 м. Мощности рудных тел 1—16 м, причем наибольшие мощности соответствуют наиболее протяженным рудным телам. Обычно в средних частях рудных тел наблюдается увеличение мощностей, что и придает телам линзовидную форму (рис. 89).

Для хромитовых руд характерны массивная, вкрапленная и полосчатая текстуры. Руды массивного сложения не обнаруживают признаков директивности в положении рудных и нерудных зерен и их агрегатов. Они содержат до 90% хромшпинелидов. Среди силикатов широко распространен хлорит. Такие руды абсолютно преобладают в месторождениях западной рудоносной полосы.

Во вкрапленных хромитовых рудах хромшпинелиды составляют до половины объема породы и заключены в массу хлорита, антигорита и карбонатов. В руде присутствуют гейкилит, джефферизит, антигорит, встречается уваровит. Руды вкрапленного типа резко преобладают в месторождениях Восточной рудоносной зоны.

Полосчатые хромитовые руды в месторождениях Верблюжьих гор встречаются редко. Хромшпинелиды руд некоторых Верблюжьегорских месторождений значительно метаморфизованы. Особенно сильный метаморфизм проявлен в месторождениях 11—12,9, 30 и 10, где в основном преобладают массивные руды. Однако есть месторождения массивных руд, в которых хромшпинелиды метаморфизованы довольно слабо (месторождение 14—15). Метаморфизм хромшпинелидов вкрапленных руд также незначителен.

Процессы метаморфизма привели к изменению химического состава хромшпинелидов, поскольку сопровождались окислением железа и выносом алюминия и магния (Соколов, 1936).

По составу выделяются руды двух типов: массивные с содержанием Cr_2O_3 до 50% и Al_2O_3 4—9% и густовкрапленные. Хромшпинелидовый концентрат этих руд содержит 37—41% Cr_2O_3 и до 22% Al_2O_3 (табл. 22). Однако состав руд и рудообразующих хромшпинелидов отличается не только разной степенью

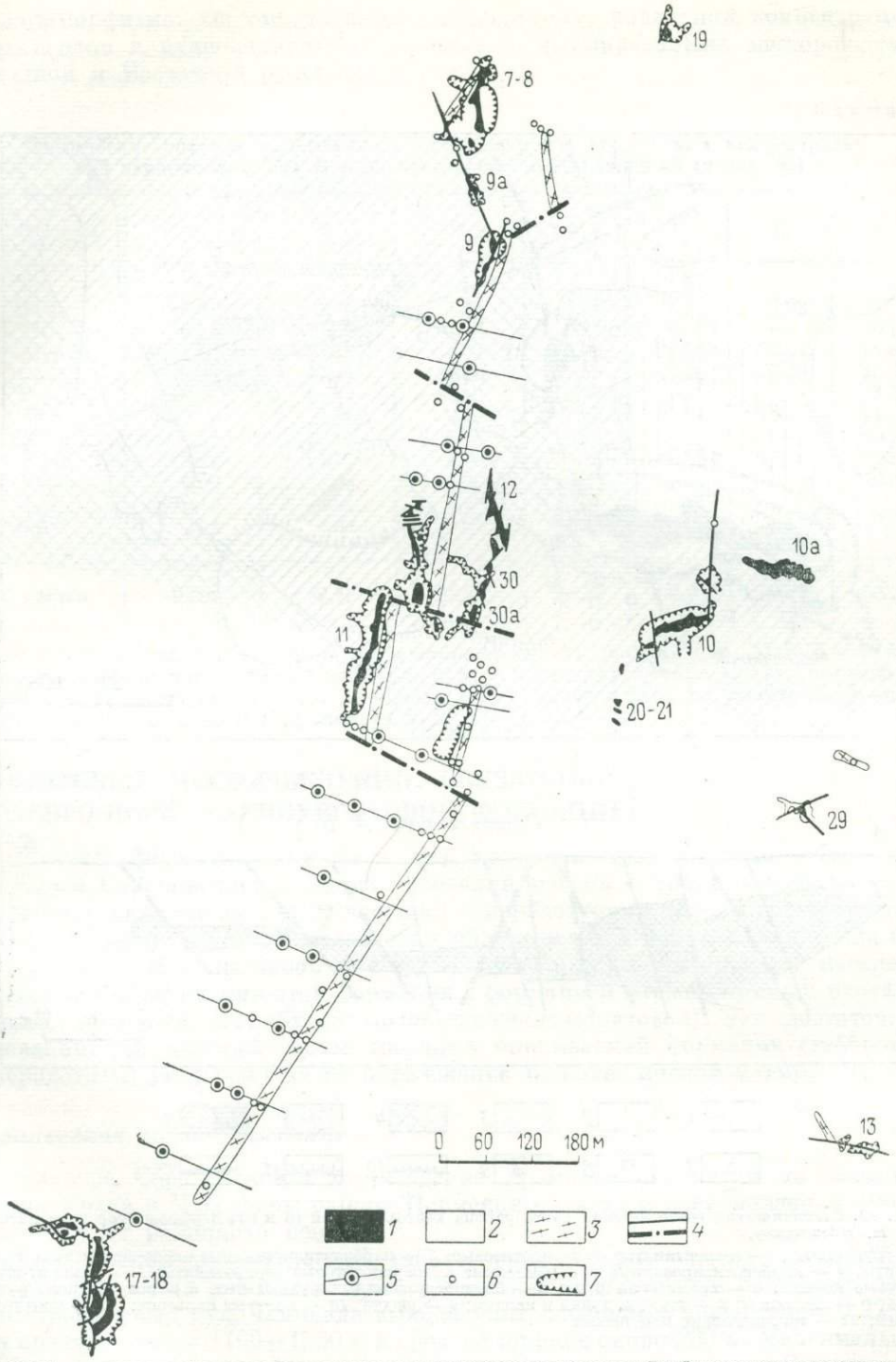


Рис. 88. Схема размещения хромитовых рудных тел в Главном рудном поле Верблюжьегорского массива.
1 — хромитовая руда; *2* — перидотиты; *3* — микродиориты; *4* — тектонические нарушения; *5* — скважины по профилям разведочного бурения; *6* — горные выработки; *7* — контуры эксплуатационных карьеров. Цифры обозначают номер месторождения

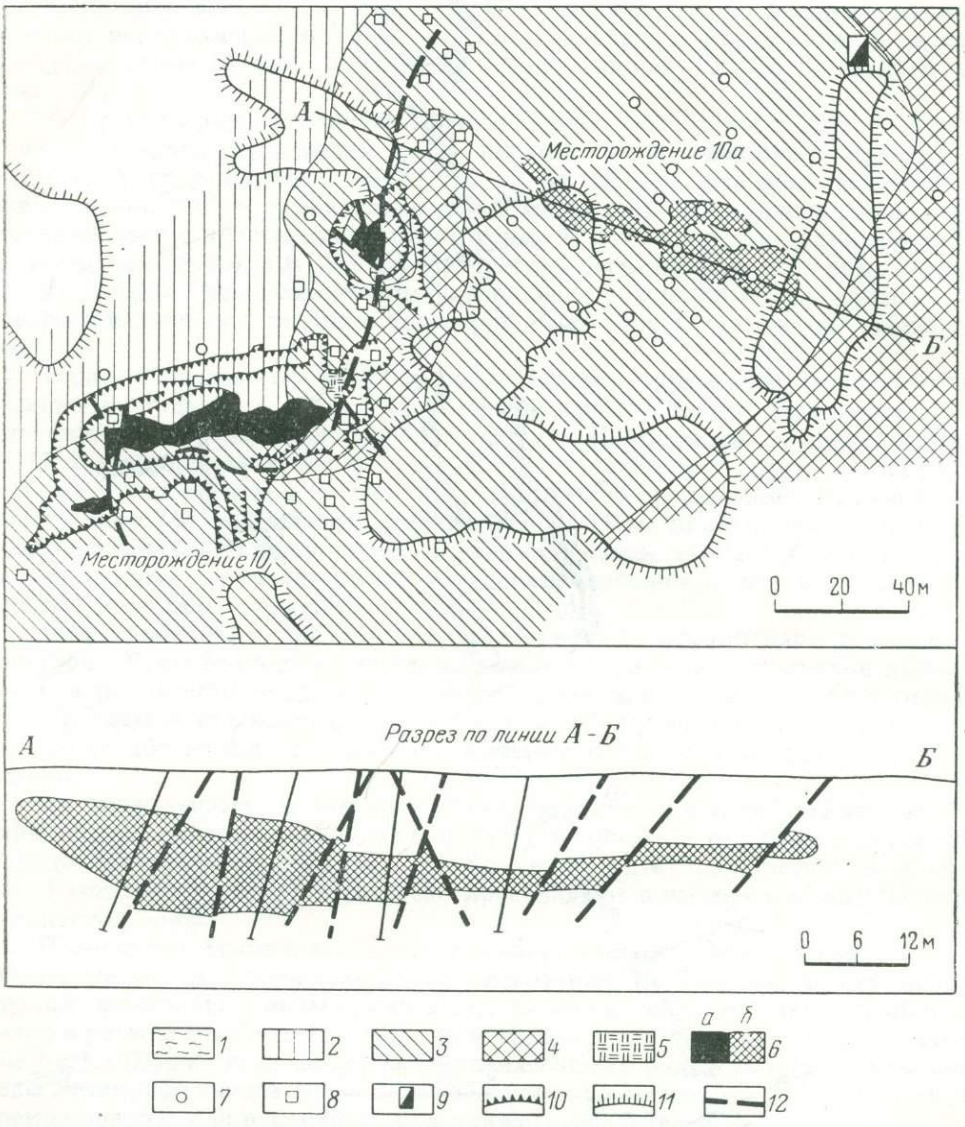


Рис. 89. Схематическая геологическая карта района месторождений 10 и 10а Верблюжьегорского массива. По *Н. Касаткину.*

1 — суглинки; *2* — серпентиниты апоперидотитовые; *3* — карбонатизированные апоперидотитовые серпентиниты; *4* — карбонатизированные и окремненные апоперидотитовые серпентиниты; *5* — лимонит-шухардитовые породы; *6* — хромитовая руда: *а* — близповерхностных рудных тел, *б* — погребенного рудного тела; *7* — скважины; *8* — шурфы, дудки и канавы; *9* — шахта; *10* — контуры карьеров; *11* — контуры отвалов; *12* — тектонические нарушения

их метаморфизма. Он определяется, по-видимому, различной концентрацией компонентов в рудносиликатных расплавах, формировавших месторождения Западной и Восточной рудоносных зон.

Таблица 22

Химические анализы сплошных хромитовых руд и хромитовых концентратов из вкрапленных руд Верблюжьегорских месторождений (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	5,62	4,74	7,25	7,11	2,28	3,93	7,79
TiO_2	0,32	0,46	0,30	0,23	—	—	0,15
Al_2O_3	7,48	9,29	5,67	4,66	22,54	22,21	14,86
Cr_2O_3	47,03	47,54	46,05	47,15	41,20	37,59	40,31
Fe_2O_3	14,47	14,94	13,10	14,37	—	—	3,76
FeO	7,67	6,01	8,55	7,95	14,61	16,11	11,50
MnO	0,47	0,34	0,66	0,37	—	—	0,22
MgO	13,41	13,96	14,38	14,26	18,03	18,56	17,14
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	0,00
H_2O^-	0,10	0,04	0,09	0,07	—	—	—
H_2O^+	2,24	1,90	2,86	2,71	—	—	2,52
Сумма	98,81	99,22	98,91	98,88	98,66	98,40	98,25

1—4 — сплошная хромитовая руда, месторождение 11, шахта, глуб. 37 м; 5—7 — концентрат хромшпинелидов из вкрапленной руды: 5 — месторождение 17—18, 6 — месторождение 19, 7 — месторождение 21. Анализы 1—4 и 7 заимствованы из работы С. Кашина (1937 г.); 5—6 — из работы Г. Соколова и др. (1936 г.).

ХРОМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ГАББРО-НОРИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИЕЙ

К этой формации относятся два хромитоносных массива — Северный и Южный Сарановские, а также Тесовский массив с хромитовыми рудопроявлениями, которые входят во внешний гипербазитовый пояс западного склона Среднего Урала. В других складчатых областях СССР эта формация пока еще не выявлена. Нет примеров и среди зарубежных хромитоносных массивов. Однако для объединения этой формации с формацией стратиформных платформенных интрузий (гарцбургит-ортопироксенит-норитовой) нет достаточных оснований. Двучленный состав массивов описываемой формации (габброиды и перидотиты) указывает на их образование из более кислой магмы.

Сарановское месторождение

Главное Сарановское месторождение хромитов находится на западном склоне Урала в Чусовском районе Пермской области и расположено в 100 км к востоку от районного центра.

Сарановский хромитоносный габбро-перидотитовый массив, имеющий на поверхности очень небольшие размеры, обладает достаточно большими запасами хромитовых руд. Площадь выхода ультраосновных пород всего 0,22 км² при протяженности 1700—1800 м и средней ширине около 200 м. Максимальная ширина массива в средней части, включая габброиды, около 400 м. Простирание

его субмеридиональное (0—345°). В северном направлении массив постепенно погружается на глубину и в погребенной части прослеживается на 500 м. В 1 км к югу от Северо-Сарановского массива на поверхность выходит второй массив ультрабазитов — Южно-Сарановский, который имеет несколько меньшие размеры и тоже субмеридиональное простирание. В нем размещаются хромитовые тела бывших рудников Бисерского, Любушкина и Большого Пестеря, а также ряд рудных тел, открытых разведкой в последнее время. Сейчас эти месторождения не разрабатываются, эксплуатируется лишь рудник Главного Сарановского месторождения в Северном массиве.

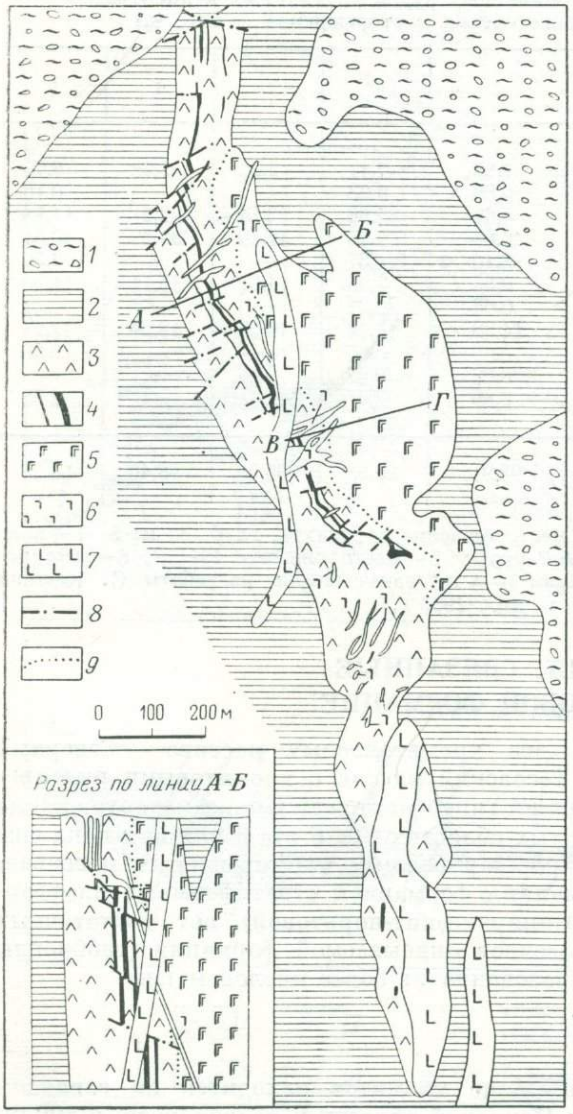


Рис. 90. Схематическая геологическая карта Северного Сарановского хромитоносного массива (составлено по материалам Сарановской ГРП).

1 — делювиальные валунчато-глинистые отложения; *2* — сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, эпидот- и актинолит-хлоритовые и др.; *3* — апоперидотитовые серпентиниты; *4* — хромитовые рудные тела; *5* — габбро-нориты; *6* — диабазы метаморфизованные; *7* — габбро-диабазы; *8* — тектонические нарушения; *9* — граница между перидотитами и габбро-норитами

Сарановский массив располагается в западном крыле Центрально-Уральского поднятия и находится во внешнем поясе ультрабазитов Урала. Своим возникновением он обязан каледонской активизации субмеридиональных разломов внутри протерозойского фундамента и связан с аркогенными структурами западного склона Урала (Смирнов, 1959, 1969).

Зона, где размещены этот и некоторые другие ультраосновные массивы, лежит за пределами собственно эвгеосинклинальных структур Урала, состоит из миогеосинклинальных образований и характеризуется наличием жесткого фундамента. Такое ее положение отразилось на особенностях строения и состава пород и руд Сарановского массива.

В районе Сарановского массива развиты метаморфические слюдяные, кварц-слюдяно-хлоритовые сланцы и филлиты с подчиненными толщами кварцитов, известняки и доломиты. Непосредственно вмещающими породами являются кварц-слюдяные сланцы. Возраст их считается верхнепротерозойским.

Массив расположен в области южного периклинального замыкания антиклинали, именуемой также Сарановской. Очевидно, массив приурочен к одному из тектонических нарушений, которое проходит в восточном крыле Сарановской антиклинали близ ее осевой зоны. Контакты массива ультрабазитов согласны с залеганием вмещающих пород (рис. 90).

По форме массив представляет собой моноклинальное согласное тело, круто падающее на восток. По данным геологоразведочного бурения установлено, что и контакты массива, и заключенное в нем хромитовое оруденение на глубинах 300—400 м из крутопадающего залегания (80—85°) постепенно переходит в более пологое с углами падений до 40—30° (рис. 91). При согласном залегании контактов массива с вмещающими породами такое положение лежачего бока интрузива указывает на то, что крутое крыло антиклинали по падению на восток переходит в синклинальную структуру, которая на глубине, вероятно, вмещает основное тело интрузива. Очевидно, эрозия вскрыла только верхнюю западную часть массива, возможно, представляющую собой апофизу от факолитообразного интрузивного тела, главная масса пород которого размещается восточнее его выхода на поверхность, залегая в синклинальном прогибе. К востоку от площади выхода на поверхность ультрабазитов и габброидов синклиналь, по-видимому, срезается тектоническим разломом.

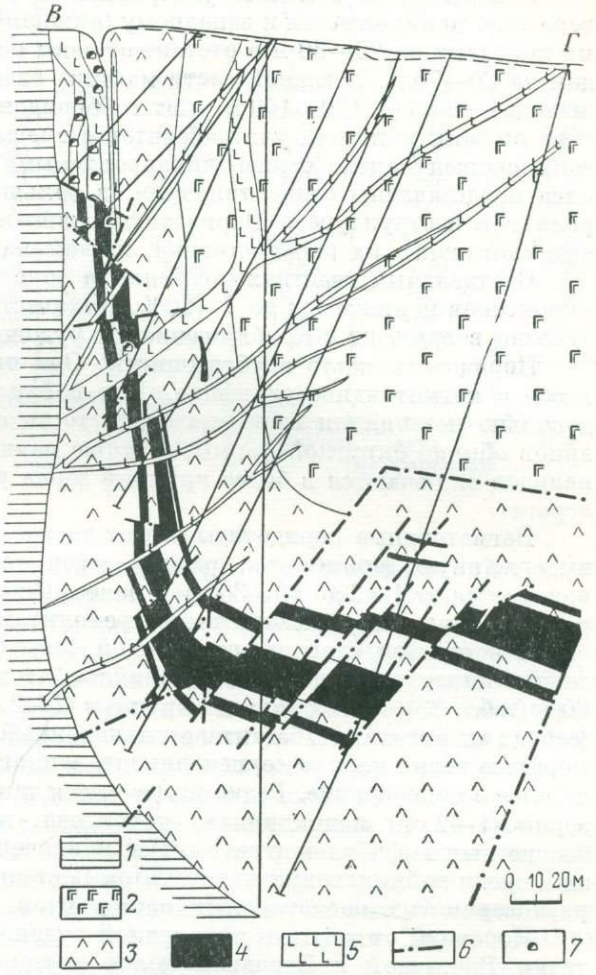


Рис. 91. Широтный геологический разрез через Главное Сарановское месторождение по линии ВГ (см. рис. 90).

1 — кристаллические сланцы; *2* — габбро и габбро-нориты; *3* — перидотиты; *4* — густовкрапленные и массивные хромитовые руды; *5* — жильные породы: габбро-диабазы, порфириты и др.; *6* — тектонические нарушения; *7* — подземные горные выработки

Перидотиты и габбро-нориты слагают единое интрузивное тело, которое прорывается дайками габбро-диабазов. По керну скважин наблюдается весьма резкий переход от габбро-норитов к перидотитам, но никаких следов воздействия одной породы на другую не обнаружено. Это позволяет говорить о своеобразной резко расслоенной интрузии, к нижней — перидотитовой части которой и приурочено все хромитовое оруденение.

Собственно рудоносная зона шириной в плане 40—45 м заключает три субпараллельных жилоподобных рудных тела — Западное, Центральное и Восточное и расположена примерно в осевой части полосы ультрабазитов.

Положение ее в полосе ультрабазитов несколько асимметричное. На севере она приближается к западному (нижнему) контакту массива с вмещающими породами на 25—30 м и отстоит от зоны перехода ультрабазитов к габброидам на 60—70 м. В южной части массива расстояние рудоносной зоны от вмещающих сланцев 120—140 м, а от габброидов около 20 м. Западный борт массива от зоны контакта ультрабазитов с вмещающими породами до рудоносной зоны сложен нацело серпентинизированными перидотитами. Перидотиты массива представлены серпентинитами, в большинстве случаев с сохранившейся реликтовой структурой. Перидотиты отличаются варьирующими соотношениями слагавших их ранее оливина, пироксена и хромшпинелида.

В отдельных участках, особенно в зоне западного контакта, содержание пироксенов понижается до 7—10%. Количество акцессорных хромшпинелидов заметно возрастает с приближением к рудоносной зоне.

Перидотиты часто грубозернисты. Они имеют пойкилитовое, пойкилоофитовое и пегматоидное сложение. Для пойкилитовых перидотитов характерна довольно постоянная величина зернистости оливинов (2—4 мм). Зерна оливинов обычно округлой формы, а также мелкие идиоморфные зерна хромшпинелидов включаются в более крупные зерна ромбического пироксена или в их агрегат.

Пегматоидные перидотиты имеют то же сложение, но более грубую и невыдержанную зернистость, размер зерен замещенного серпентином оливина изменяется от 1—2 до 10—30 мм и более. Иногда встречается моноклинный пироксен, замещенный хлоритом и тремолитом.

С восточной стороны рудоносной зоны располагаются апоперидотитовые серпентиниты пойкилитовой и пойкилоофитовой структуры; мощность их 20—60 м (табл. 23). В этих породах крупные (1—2 см) зерна ромбического пироксена (сейчас это антигорит, бастит и оталькованный бастит) включают округлые идиоморфные зерна нацело серпентинизированного оливина размером от 1 до 3 мм и более в поперечнике. Редко встречаются также неправильной формы крупные зерна (1—2 см) моноклинного пироксена, замещенные спутанно-игольчатым бесцветным амфиболом (тремолит) и мелкочешуйчатым хлоритом. В ряде скважин среди пойкилитовых перидотитов Восточной зоны встречены и обособления разнозернистых пегматоидных перидотитов.

Переходы от условно выделенной рудоносной зоны к вмещающим перидотитам Восточной и Западной полос постепенные. Околорудные перидотиты характеризуются большой насыщенностью вкраплениями мелких зерен хромшпинелидов. Количество хромшпинелидов в породе сильно варьирует: от 3—5 до 20—25% и более. Весьма характерно, что идиоморфные зерна хромшпинелидов размером от долей до 2—3 мм размещаются между крупными (1—4 см) идиоморфными зернами серпентинизированного оливина и заключены в зернах ромбического и моноклинного пироксенов. Пироксены подчинены кристаллическим формам оливина.

Перидотиты, размещенные между основными рудными телами, часто имеют среднезернистое сложение, причем зерна оливина по размеру и форме такие же, как в пойкилитовых перидотитах. В интерстициях оливинов заключены пироксен и хромшпинелид. Количество хромшпинелидов в межзерновом пространстве может достигать 90—95% и тогда в таких участках возникает вкрапленная

Таблица 23

Химический состав апоперидотитовых серпентинитов Сарановского массива (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	34,16	34,78	35,36	35,95	36,90	37,50	36,15	36,72
TiO_2	0,11	0,15	0,15	0,17	0,21	0,08	0,17	0,14
Al_2O_3	3,16	2,15	1,93	5,20	2,89	3,68	2,83	1,11
Cr_2O_3	2,58	1,05	0,93	1,00	0,67	0,55	0,54	0,35
Fe_2O_3	10,41	11,95	9,91	5,71	3,48	9,03	6,07	11,10
FeO	1,80	—	2,16	6,25	6,01	2,56	7,20	4,96
MnO	0,10	0,02	0,08	0,10	0,06	0,13	4,15	0,21
MgO	35,15	36,18	35,94	32,17	35,30	33,60	31,68	31,84
CaO	Нет	Нет	Нет	1,35	1,61	0,88	0,31	2,78
NiO	0,29	0,20	0,46	0,28	0,33	0,32	—	—
П. п. п.	11,27	12,20	11,54	12,20	12,40	11,50	10,00	10,07
H_2O^-	0,85	1,48	1,30	—	—	0,70	0,49	0,88
Сумма	99,88 Сарановская ГРП	100,16	99,76 И. Зимин	100,38	99,86 П. Идкин и др.	100,53 И. Зимин, П. Идкин	99,59 Х. Румянцева, Ю. Смирнов	100,16 Ю. Смирнов

хромитовая руда псевдосидеронитовой структуры. Вблизи рудных тел такие «рудные перидотиты» нередко встречаются совместно с безрудными.

Промышленные рудные концентрации представлены тремя субпараллельными жилоподобными телами. Центральное тело имеет протяженность 1200 м при мощности 10 м, Западное — 910 м при мощности 5 м и Восточное — 1100 м при мощности 3—3,5 м. Разведочным бурением на глубинах выявлены сопутствующие линзообразные тела небольшой мощности (до 1,5 м) и невыдержанные по простиранию, располагающиеся как под основными рудными телами, так и выше их. По сложению руды подобны рудам основных рудных тел.

Все три жилоподобных тела сложены почти массивными хромитовыми рудами, однако всегда содержащими небольшое количество нерудных минералов. Наиболее насыщены хромшпинелидом руды Центрального рудного тела. Руды обладают разнозернистым, в главной массе среднезернистым сложением, величина зерен хромшпинелидов варьирует от долей до 2—3 мм. Характерны руды полосчатой текстуры с полосчатостью, согласной с контактами.

Западное жилоподобное рудное тело отделено от Центрального полосой вмещающих пород с выдержанной мощностью 6—8 м, а Восточное рудное тело от Центрального — полосой несколько меньшей мощности. Рудные тела в видимых частях нигде не смыкаются как по простиранию, так и по падению, если не считать поздних тектонических прислонений. Послерудными тектоническими нарушениями рудные тела разбиты на систему блоков, перемещенных относительно друг друга, с амплитудой перемещения до нескольких десятков метров и менее.

К востоку ультрабазиты резко сменяются весьма однородными по структуре, среднезернистыми лейкократовыми породами габбрового состава. Макроскопически они представляют собой светло-серые среднезернистые породы с подчиненным количеством темноцветных минералов (30—35%).

Первичные минералы в породах не сохранились. Полевые шпаты нацело замещены цоизит-клиноцоизитовым агрегатом с хлоритом. Темноцветные минералы также полностью замещены хлоритом и амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Хлорит представлен тонколистоватым клинохлором. В незначительном количестве иногда встречается серпентин (антигорит). Глубокое метаморфическое преобразование габброидов привело к тому, что акцессорные рудные минералы в них отсутствуют, если не считать единичных очень редко встречающихся зерен хромшпинелида. Эти находки хромшпинелидов весьма интересны. Поскольку контакт двух комплексов пород — ультраосновного и габброидного — не несет следов взаимного воздействия (отсутствуют закаленные фации, породы в зоне их сопряжения средне- и крупнозернистые), а в габбро-норитах встречены акцессорные хромшпинелиды, предполагается родство перидотитов и габброидов.

Рудные тела, ультраосновные и габброидные породы пересекаются дайками габбро-диабазов и жилами сильно хлоритизированных диабаз-порфиритов и более кислых пород.

Среди сплошных и очень густовкрапленных хромитовых руд из жилоподобных рудных тел макроскопически различаются три наиболее ясно выраженных разновидности: 1) массивные с очень незначительным содержанием силиката, который распределен в рудной массе равномерно (не видна или очень слабо проявлена полосчатость или линейность); 2) очень густовкрапленные хромитовые руды с равномерно рассеянными зернами силикатов четко удлиненными в одном направлении; 3) густовкрапленные хромитовые руды, с цепочечным распределением удлиненных зерен силикатов, представляющих собой «строчки» в одном сечении и тонкие, мощностью в «одно зерно» слои в поперечном сечении. При этом удлиненные зернышки силикатов располагаются либо впритык зерно к зерну, либо отделены одно от другого зернами хромшпинелидов.

Руда состоит из хромшпинелида (~95%) и силиката, представленного серпентином, развитым по пироксену и редко по оливину. Более поздние минералы, развивающиеся по серпентину и образованные в процессе гидротермальной минерализации, связанной с последующим внедрением более кислых расплавов, такие, как тальк, хлорит, карбонаты, реже амфибол, здесь не описываются.

Для хромшпинелидов характерны идиоморфизм зерен и ясно проявленное порфировидное сложение, определяемое наличием двух семейств зерен хромшпинелидов — крупного с размером от 1 до 3 мм и мелкого, зерна которого измеряются долями миллиметра (0,2—0,7). Как первые, так и вторые обладают прямолинейными очертаниями и идиоморфны, хотя среди крупного семейства иногда встречаются зерна с закругленными углами между гранями.

Вкрапленные и убоговкрапленные хромитовые руды, размещающиеся вблизи жилоподобных рудных тел и между ними, макроскопически имеют весьма разнообразные текстурные рисунки, которые определяются вариациями соотношений силикатной и рудной составляющих и размеров зерен хромшпинелидов и силикатов. Силикаты резко преобладают над хромшпинелидами. Общей характерной чертой вкрапленных руд является наличие четко проявленной псевдосидеронитовой текстуры.

Во всех разновидностях вкрапленных руд также содержатся хромшпинелиды двух размеров: крупное семейство (1—3 мм) и мелкое (0,1—0,5 мм). Наличие двух четко выраженных семейств зерен хромшпинелидов в рудах указывает на смену физико-химических условий кристаллизации рудного расплава, обусловленную, по-видимому, перемещением его при внедрении из глубинных зон на более верхние уровни.

Порядок кристаллизации минералов в породах и рудах идет по несколько различной схеме. В перидотитах кристаллизация начинается с выделения оливина, после которого кристаллизуется акцессорный хромшпинелид и пироксен, а в массивных почти сплошных хромитовых рудах хромшпинелид начинает кристаллизацию, а пироксен завершает ее. Это указывает на то, что кристаллизация идет из уже обособившихся порций магматического расплава разного состава.

Химический состав «сырых» хромитовых руд Главного Сарановского месторождения приведен в табл. 24, где даны средние значения по трем основным рудным телам — Западному, Центральному и Восточному, а также состав наиболее представительных руд массивного и вкрапленного типа. Вследствие низкого содержания хрома и высокой железистости руды месторождения не пригодны для выплавки феррохрома и используются как огнеупорное и химическое сырье.

Таблица 24

Химический состав «сырых» руд Сарановского месторождения (в вес. %)

Компоненты	Западное рудное тело	Центральное рудное тело	Восточное рудное тело	Массивные руды из Центрального рудного тела	Вкрапленные руды в ореоле рудных тел
Cr_2O_3	35,86	38,24	33,17	38,81	34,72
Al_2O_3	15,11	18,80	20,35	14,86	15,84
FeO	17,68	18,53	20,05	18,34	18,60
MgO	16,85	15,16	16,20	12,16	18,03
CaO	0,24	1,36	—	—	—
SiO_2	6,25	5,00	5,14	3,04	5,68
П. п. п.	1,63	1,96	2,98	2,58	5,66

В составе хромитовых руд Сарановского месторождения вследствие интенсивных гидротермальных наложений наряду с обычными минералами, такими, как хромшпинелид, лизардит, антигорит, бастит, хлориты, актинолит и магнетит, нередко присутствуют флогопит, альбит, тальк, кварц, кальцит, магнезит, роговая обманка, пирит, халькопирит, пирротин и спорадически апатит. Реликты первичного оливина и пироксенов отсутствуют. Хромшпинелиды в отдельных участках рудных тел метаморфизованы довольно сильно, но встречаются и менее измененные их разности.

Хромшпинелиды руд отличаются большим постоянством состава (табл. 25). Содержания отдельных окислов варьируют в следующих пределах (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 заметно отличаются от рудообразующих как по основным шпинелеобразующим окислам, так и по содержанию элементов-примесей. Наиболее резкие различия наблюдаются в содержаниях двух- и трехвалентного железа, магния и алюминия. По сравнению с рудообразующими хромшпинелидами акцессорные более железисты, содержат меньше магния и алюминия. При общем повышенном содержании титана (против хромшпинелидов дунит-перидотитовой формации) в Сарановском массиве акцессорные хромшпинелиды богаче титаном (TiO_2 0,54—1,7 вес. %) в сравнении с рудообразующими (0,36—0,55 вес. %).

Таблица 25

Химический состав хромшпинелидов Сарановского массива (в вес. %)

Компоненты	Номер анализа												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Акцессорные				*Рудообразующие*								
SiO_2	1,46	4,28	1,63	1,70	0,73	0,88	1,12	0,76	0,59	0,99	1,54	1,15	1,18
TiO_2	1,71	1,20	0,54	0,97	0,51	0,55	0,37	0,36	0,50	0,39	0,38	0,53	0,41
Al_2O_3	11,54	10,46	14,53	13,12	18,32	16,29	17,39	18,39	18,43	18,02	17,39	17,93	17,38
Cr_2O_3	40,21	29,09	37,92	37,25	46,22	45,68	45,76	44,59	43,30	44,72	44,72	45,41	45,46
Fe_2O_3	2,16	15,45	13,36	13,23	5,01	5,98	6,04	5,77	7,56	6,11	6,16	5,91	5,83
FeO	33,63	28,37	21,76	25,15	15,24	17,69	14,88	17,27	16,68	16,05	16,64	14,97	15,33
MnO	0,44	0,69	0,26	0,43	0,19	0,21	0,16	0,22	0,21	0,24	0,21	0,22	0,27
MgO	7,58	8,18	9,42	7,34	13,54	12,09	13,83	12,40	12,44	13,19	12,69	13,54	13,51
CaO	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	Не опр.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K_2O	» »	» »	0,01	0,00	» »	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	» »	» »	» »
H_2O^-	0,00	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
H_2O^+	0,50	1,21	0,40	0,53	0,20	0,56	0,49	0,30	0,23	0,30	0,29	0,41	0,39
NiO	0,20	0,18	0,15	0,13	Не опр.	0,15	0,18	0,18	0,15	0,13	0,16	0,16	0,15
CoO	0,18	0,19	0,10	0,11	» »	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,10	0,08	0,09
V_2O_5	0,28	0,28	0,16	0,23	0,17	0,18	0,16	0,16	0,22	0,16	0,14	0,15	0,15
Сумма	99,89	99,77	100,30	100,23	100,13	100,31	100,43	100,47	100,38	100,35	100,48	100,46	100,15
	Состав хромшпинелидов после пересчета на чистое вещество (вес. %)												
Al_2O_3	12,43	14,54	15,97	14,04	18,92	17,67	18,54	19,44	19,41	18,45	18,26	18,16	18,27
Cr_2O_3	43,33	40,25	39,84	41,11	44,75	47,39	47,26	45,89	44,11	47,07	46,83	47,32	47,57
Fe_2O_3	14,14	14,52	14,28	14,44	5,18	6,47	6,44	6,10	7,62	6,56	6,53	6,17	6,20
FeO	23,20	24,21	21,63	24,22	14,88	16,73	14,50	16,54	16,56	15,00	16,36	14,85	15,09
MgO	6,90	6,48	8,28	6,19	13,27	11,74	13,26	12,03	12,30	12,92	12,02	13,05	12,87

1—4 акцессорные хромшпинелиды, выделенные из: 1—грубозернистого пегматоидного апоперидотитового серпентинита, карьер близ рудного тела, обр. 18-68; 2—апоперидотитового серпентинита пойкилитовой структуры, скв. 421, профиль XIII, глубина 220 м, обр. 147-68; 3—разнозернистого апоперидотитового серпентинита из перидотитов, разделяющих Западное и Центральное рудное тело, горизонт 280 м, обр. 82-68; 4—апоперидотитового серпентинита, восточный контакт Восточного рудного тела, горизонт 280 м, обр. 92-69.

5—13—рудообразующие хромшпинелиды из: 5—почти сплошной хромитовой руды центральной части Западного рудного тела, шахта, горизонт 280 м, обр. 78-68; 6—густовкрапленной почти массивной хромитовой руды Центрального рудного тела, в 50 см от западного контакта, там же, обр. 83-68; 7—почти массивной хромитовой руды из Центрального рудного тела, в 6 м от западного контакта, там же, обр. 85-68; 8—массивная хромитовая руда из восточного контакта Центрального рудного тела, там же, обр. 89-68; 9—густовкрапленной хромитовой руды из центральной части Восточного рудного тела, там же, обр. 89-68; 10—хромитовых скоплений в грубозернистых апоперидотитовых серпентинитах. Южная часть карьера, к югу от Центрального рудного тела, обр. 22-68; 11—густовкрапленной петельчатой хромитовой руды, скв. 425, профиль XXX, глубина 273 м, обр. 176-68; 12—густовкрапленной хромитовой руды разнозернистого сложения с пятнами бедновкрапленной мелкозернистой, крупные зерна размером 1—3 мм из рудного концентрата, обр. 5-к-68; 13—мелкие зерна размером менее 0,1—0,2 мм из той же пробы, обр. 5-м-68.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. Острогорской.

Рудообразующие хромшпинелиды крупного и мелкого семейства, находящиеся совместно в рудах, по составу совершенно одинаковы.

Сопоставление особенностей петрографического и химического состава пород, залегающих в них руд и слагающих руды хромшпинелидов, а также порядка кристаллизации ультраосновных пород и хромитовых руд в Сарановском массиве и в других хромитоносных массивах Урала обнаруживает резкие их различия.

Сравнение состава гарцбургитов Сарановского массива со средним составом гарцбургитов восточного склона Урала, проведенное по данным И. Малахова (1966), показывает, что если в гарцбургитах восточного склона Урала средние содержания FeO по 553 анализам составляют 8,04 вес. %, то для сарановских апогарцбургитов FeO = 12,9%. Гарцбургиты Сарановского массива содержат (в вес. %): Al_2O_3 3,95; Cr_2O_3 0,68; TiO_2 0,24; CaO 0,78, тогда как в гарцбургитах других хромитоносных массивов Al_2O_3 2,06; Cr_2O_3 0,40; TiO_2 0,06; CaO 0,34. Следовательно, состав гарцбургитов Сарановского массива существенно отличается от гарцбургитов собственно перидотитовой формации. Различия обнаруживаются и в составе рудообразующих хромшпинелидов. Так, в хромшпинелидах Сарановского месторождения заметно выше содержание железа и титана по сравнению с хромшпинелидами из месторождений, находящихся в собственно перидотитовой формации, где Fe_2O_3 обычно составляет 2—4 вес. %, FeO 9—13 вес. %, а TiO_2 содержится в количестве от следов до 0,2 вес. %. Это еще раз подтверждает то, что материнский ультраосновной магматический расплав, образовавший Сарановский массив, отличался повышенной железистостью, что и отразилось на составах хромитовых руд.

Разнозернистость перидотитов, иногда их порфировидный облик являются признаком того, что зарождение кристаллов породообразующих минералов оливина и пироксена шло на большом отрезке времени, на разных этапах кристаллизации магматического расплава. Об этом свидетельствует совместное нахождение зерен оливина размером более сантиметра и зерен величиной 0,5—2 мм, а также наличие пироксенов с врастками оливина и без него.

Форма рудных тел, характер контактов, состав и текстурно-структурные особенности хромитовых руд показывают, что рудный расплав с зарожденными в нем кристаллами хромшпинелидов под влиянием тектонических сил перемещался в материнских перидотитах.

Субпараллельность рудных тел и выдержанность мощностей на значительных протяжениях как по простиранию, так и по падению, ярко проявленная линейность и полосчатость текстур хромитовых руд указывают на внедрение и перемещение кристаллизующегося рудного расплава по приоткрывающимся тектоническим нарушениям в уже заметно консолидированных перидотитах.

Размещение Сарановского массива в области миогеосинклинали, а не эвгеосинклинали, что характерно для хромитоносных массивов Урала и других складчатых областей, тесная пространственная и генетическая связь с габбро и габбро-норитами, специфический химический состав пород, руд и рудообразующих хромшпинелидов, а также своеобразие хода кристаллизации дают основание для установления различной формационной принадлежности комплекса пород Сарановского массива и других хромитоносных массивов Урала, а также для отнесения Сарановского массива к габбро-перидотитовой формации.

По указанным признакам Сарановский массив занимает как бы промежуточное положение между формациями платформенных и геосинклинальных областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961, с. 5—260.

Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. — В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 7—156.

Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 10, с. 67—79.

Малахов А. Е. Материалы по вопросам геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск, Госгеолтехиздат, 1967, 150 с.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966, с. 5—233. («Труды Ин-та геол. УФАН СССР», вып. 79.)

Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 9, с. 133—137.

Непомнящих А. А. О форме и размерах Кемпирсайского ультраосновного массива. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 73, № 6, с. 1275—1277.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных интрузивов. М., Изд-во АН СССР, 1949, 87 с. («Труды Ин-та геол. наук АН СССР», сер. рудных м-ний, № 13, вып. 103.)

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968, с. 3—178.

Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П. О составах сосуществующих хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 2, с. 17—29.

Смирнов Ю. Д. Малые интрузии основных и ультраосновных пород алмазоносных районов западного склона Среднего Урала. Информ. сб. ВСЕГЕИ, Госгортехиздат, № 16, 1959, с. 75—85.

Смирнов Ю. Д. Закономерности размещения некоторых магматических формаций в полициклической складчатой области (на примере западного склона Урала). Баку, 1969, с. 153—155. (Мат-лы IV Всесоюз. петрограф. совещания.)

Соколов Г. А. и др. Геолого-геохимическое исследование массива на горе Верблюжьей. М., Изд-во СОПС АН, 1936, 115 с.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948, 128 с. («Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 97, сер. рудн. м-ний, № 12.)

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир». 1970, 552 с.

Hiessleitner G. Serpentin — und Chromerz Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wein, 1951/1952.

Petrascheck W. Die genetischen Typen der Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung. Erzmetall, Bd. 10, H. 6, 1957.

Wilson H. D. B. (editor). Magmatic ore diposits, a simposium, Sponsored by the Society of Economic geologists the Economic geology publishing CO, 1969.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНА

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИТАНА

Из большого числа минералов титана промышленное значение имеют ильменит, рутил, анатаз, лейкоксен и отчасти лопарит. По генетическому признаку их месторождения делятся на магматические, коры выветривания, осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфогенные. Основное значение в производстве титана в настоящее время имеют руды магматических месторождений и россыпи. В СССР главными сырьевыми источниками для получения титана являются ильменит-магнетитовые руды магматических месторождений и прибрежно-морские (ильменит, рутил, циркон), а также аллювиальные и элювиально-делювиальные россыпи ильменита.

В капиталистических (США, Австралия, Канада, Норвегия, Финляндия) и развивающихся странах в 1969 г. из руд магматических месторождений было получено 61,6% ильменитового концентрата и титанистого шлака, а из россыпей — 27,2% ильменитового и 11,2% рутилового концентратов. Всего этими странами в 1969 г. произведено 3,13 млн. т ильменитового и 400 тыс. т рутилового концентратов. В 1971 г. получено 3,76 млн. т титановых концентратов.

Титансодержащие руды промышленных месторождений относятся к различным генетическим типам (табл. 26). Содержание TiO_2 в наиболее богатых ильменит-магнетитовых рудах магматических месторождений достигает 23%, авильменит-гематитовых рудах составляет в среднем 32%. Россыпные месторождения могут содержать титан в значительно меньших количествах. Промышленными считаются россыпи, содержащие $\geqslant 1\%$ полезного минерала (Алексеевский, 1970). В Австралии разрабатываются россыпи с 0,5% рудных минералов. Легкая обогатимость россыпей и значительные запасы позволяют вести их эксплуатацию в больших масштабах. Практический интерес представляют руды метаморфогенных месторождений, например, ильменит-магнетитовые в амфиболитах (Отанмяки, Финляндия). Заслуживают внимания древние метаморфизованные россыпи (Ярегское месторождение, Тиман), рутиловые месторождения в сланцах и гнейсах (Харворд, США, Плюмо-Идальго, Мексика), а также месторождение анатаза (штат Минас-Жераис, Бразилия).

Таблица 26

Генетические типы промышленных месторождений титана

Генетический тип месторождения	Титансодержащие руды	Содержание TiO_2 в руде, %	Главные минералы титана	Примеры месторождений
Магматические	Ильменит-магнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые в габбро	12—18 в сплошных рудах	Ильменит	Кусинское, Копанское, Медведевское (Урал)
	Ильменит-магнетитовые в габбро-анортозитах	7—23	»	Тегавус (США), Телнесс (Норвегия)
	Ильменит-гематитовые в анортозитах	В среднем 32	»	Лак-Тио, Пьюиджелон (Канада)
	Лопаритовые в луявритах, фояитах, уртитах	38,3—41,0 (в лопарите)	Лопарит	Ловозерский массив (Кольский полуостров)
Экзогенные	Кора выветривания	3—20	Ильменит, рутил	Украина, Казахстан
	Элювиально-делювиальные россыпи	3—25	Ильменит	Украина
	Аллювиальные россыпи	0,5—20	»	Украина, Урал
	Прибрежно-морские (древние и современные) россыпи	0,5—35	Ильменит, лейкоксен, рутил	Украина, побережье Балтийского и Азовского морей, Австралия, Индия, Шри Ланка, Сьерра-Леоне
Вулканогенно-осадочные	Ильменитовые в туфах, туффитах и туффопесчаниках	~20 (в магнитной фракции)	Ильменит	Ястребовский горизонт (Воронежская область)
Метаморфогенные	Песчаники (иногда нефтеносные)	⩽8—10	Лейкоксен, ильменит	Ярегское (Тиман); Башкирия; Агарцинское (Армения)
	Ильменит-магнетитовые в амфиболитах	В среднем 12,2	Ильменит	Отанмяки (Финляндия)

К числу перспективных на титан относятся и некоторые другие эндогенные и экзогенные месторождения, из руд которых титан пока не извлекается главным образом из-за отсутствия экономически выгодных технологических способов. К ним относятся: 1) магматические титаномагнетитовые месторождения в габбро-диабазах; 2) магматические титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые месторождения в пироксенитах, перидотитах, горнблендитах, оливинитах, габбро; 3) магматические (и метасоматические) перовскит-титаномагнетитовые в пироксенитах и оливинитах; 4) гидротермальные рудопроявления рутила и ильменита в различных комплексах изверженных пород; 5) рутилоносные эклогиты и амфиболиты; 6) месторождения сфена; 7) месторождения бокситов.

И. Малышев (1957) указывает и на другие рудопроявления и месторождения титана. Однако все они характеризуются или незначительными запасами, или низкими содержаниями TiO_2.

Наиболее крупные магматические месторождения титана образовались в докембрии. К ним относятся ильменит-магнетитовые и ильменит-гематитовые месторождения анортозитовой формации (США, Канада, Норвегия). В СССР нижнепротерозойские интрузии габбро-анортозитовой формации известны на Кольском полуострове: Цагинский массив, интрузивы Кейв и Колмозеро-Воронья, содержащие ильменит-титаномагнетитовое оруденение. Значительно меньше крупных ильменит-магнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых месторождений сформировалось в палеозое. В СССР они представлены месторождениями Кусинской группы (Урал), приуроченными к кембрийской интрузии габбро. В Забайкалье с палеозойским габбро-анортозитовым массивом пространственно и генетически связано Кручининское месторождение титаномагнетита и ильменита. В палеозое образовались месторождения лопарита в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова.

В отличие от магматических месторождений формирование большинства промышленных россыпей титана происходило в мезозое и кайнозое. В СССР ведущую роль среди них играют погребенные прибрежно-морские россыпи Украины. За рубежом наибольшее значение имеют современные прибрежно-морские россыпи (Австралия, Индия и др.).

Основные метаморфические месторождения рутила в сланцах, гнейсах, амфиболитах, эклогитах образовались в докембрии. Среди метаморфизованных месторождений известны верхнепротерозойские песчаники с рутилом (Башкирское поднятие), палеозойские песчаники, обогащенные лейкоксеном (Ярегское месторождение, Тиман) и эоценовые песчаники, содержащие титаномагнетит и ильменит (Агарцинское, Армения). Таким образом, бóльшая часть промышленных магматических и метаморфогенных месторождений титана сформировалась в докембрии и палеозое, а россыпных — в мезозое и кайнозое.

Магматические месторождения

Магматические месторождения титана пространственно и генетически могут быть связаны с ультрабазитами и базитами нормального и щелочного ряда. Однако все основные промышленные месторождения, из руд которых в настоящее время получают титановые концентраты, приурочены к интрузивным породам нормального ряда, главным образом к габбро и анортозитам. Массивы, сложенные этими породами, преимущественно распространены на кристаллических щитах и древних платформах, а также в их обрамлении. Особенно значительное развитие рудоносные докембрийские интрузии основного состава получили на Балтийском и Канадском щитах.

В СССР наибольшее практическое значение имеют ильменит-магнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые магматические месторождения в габбро. На западном склоне Урала в области миогеосинклинали в кембрийское время сформировалась Кусинская габбровая интрузия, несущая ильменит-магнетитовое и титаномагнетитовое оруденение. Сформировавшиеся в палеозое в области эвгеосинклинали Урала довольно многочисленные месторождения титаномагнетита в ультрабазитах (Гусевогорское, Качканарское и др.), как правило, содержат мало ильменита.

С палеозойскими активизированными зонами древних платформ связано образование многофазных плутонов, сложенных агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и ийолит-уртитами, несущими лопаритовое оруденение (Кольский полуостров). В зонах активизации древних платформ также в палеозое сформировались массивы щелочно-ультраосновной формации, обогащенные титаномагнетитом и перовскитом. Однако практическое значение магматических месторождений титана, связанных с породами щелочного ряда, в настоящее время невелико.

Промышленные и перспективные магматические месторождения титана геосинклинальных и орогенных областей приурочены к следующим формациям (Ю. Кузнецов, 1964 г.): 1) габбро-диорит-диабазовой (Кусинское, Копанское, Медведевское и Маткальское, Урал); 2) габбро-пироксенит-дунитовой (Гусевогорское, Качканарское, Урал; Лысанская группа месторождений, Восточный Саян); 3) габбро-сиенитовой (Елеть-Озеро, Кольский полуостров).

На кристаллических щитах и древних платформах (активизированные участки) магматические месторождения титана связаны со следующими формациями: 1) дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (Бушвельд, ЮАР); 2) габбро-диабазами формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов (Пудожгорское, Койкарское, Карелия); 3) анортозитовой (Кручининское, Забайкалье; Розленд и Тегавус в США; Лак-Тио в Канаде); 4) формацией интрузий ультраосновных — щелочных пород центрального типа (Ковдор и другие месторождения Кольского полуострова); 5) формацией интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов центрального типа (Ловозерский массив, Кольский полуостров).

Наиболее значительные промышленные месторождения титана приурочены к крупным массивам анортозитовой формации. Площадь отдельных массивов может достигать нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров. Примером могут служить крупные габбро-анортозитовые массивы Адирондакских гор (США), в пределах которых находятся ильменит-магнетитовые месторождения Сэнфорд Хилл, Ор Маунтин и др. Запасы богатых руд на отдельных месторождениях достигают 100 млн. т и более. В СССР значительные масштабы имеет Волынский лабрадоритовый массив на Украине, характеризующийся, однако, бедным ильменитовым оруденением.

К этой же формации относятся и значительно меньшие по размерам рудоносные массивы габбро и анортозитов (до нескольких десятков квадратных километров). Например, в Забайкалье с таким массивом связано Кручининское ильменит-титаномагнетитовое месторождение.

Массивы габбро-диорит-диабазовой формации обычно имеют небольшую площадь (до нескольких квадратных километров), но к ним могут быть приурочены богатые ильменит-магнетитовые месторождения (Кусинское и др.).

Магматические месторождения титана, пространственно и генетически связанные с базитами и ультрабазитами нормального ряда, образовались за счет дифференциации магмы базальтового состава (Малышев, 1957; Г. Соколов,

1957 г.; Лебедев, 1963, 1965; Годлевский, 1968; О. Богатиков и др., 1970 г.; Карякин, 1970, и др.). Титановые руды в сложно дифференцированных габбро-анортозитовых массивах приурочены, как правило, к меланократовым породам или к зоне перехода от меланократовых пород к более лейкократовым. А. Лебедев (1963) на примере Чинейского габбро-анортозитового массива (Забайкалье) отмечал, что «...маломощные линзо- или слоеподобные тела образуют ультрамафические дифференциаты типа пироксенитов и перидотитов, с которыми в основном и связано титановое оруденение» (стр. 114). Формирование ильменит-магнетитовых, ильменит-гематитовых, ильменит-титаномагнетитовых руд вероятнее всего происходило за счет внутрикамерной дифференциации магмы основного состава.

Рудные тела имеют различную форму. Встречаются пласто-, линзо- и жилообразные тела сплошных или вкрапленных руд. Сплошные руды часто имеют постепенные переходы через вкрапленные руды к вмещающим породам. Обычно рудные тела залегают согласно с полосчатостью базит-ультрабазитовых массивов.

А. Заварицкий по способу образования выделяет сегрегационные и фузивные руды магматических месторождений. Для промышленных месторождений титана более характерны фузивные руды. Наиболее ценны массивные руды, подвергшиеся метаморфизму. Под его действием образуются высококачественные, легкообогатимые руды, представляющие собой агрегат отдельных зерен ильменита и магнетита.

На некоторых месторождениях ильменит содержит мелкие включения гематита (Лак-Тио, Канада) или магнетита (Маткальское, Урал), которые современными методами не могут быть выделены в самостоятельный концентрат. Широко распространен также титаномагнетит, содержащий мельчайшие включения ильменита (структура распада твердого раствора), например, на Пудожгорском, Койкарском (Карелия) и многих других месторождениях (Борисенко и др., 1968; Юдин, Зак, 1970). Хотя содержание титана в титаномагнетите составляет 13,6%, в настоящее время его извлечение из концентратов этого минерала не производится.

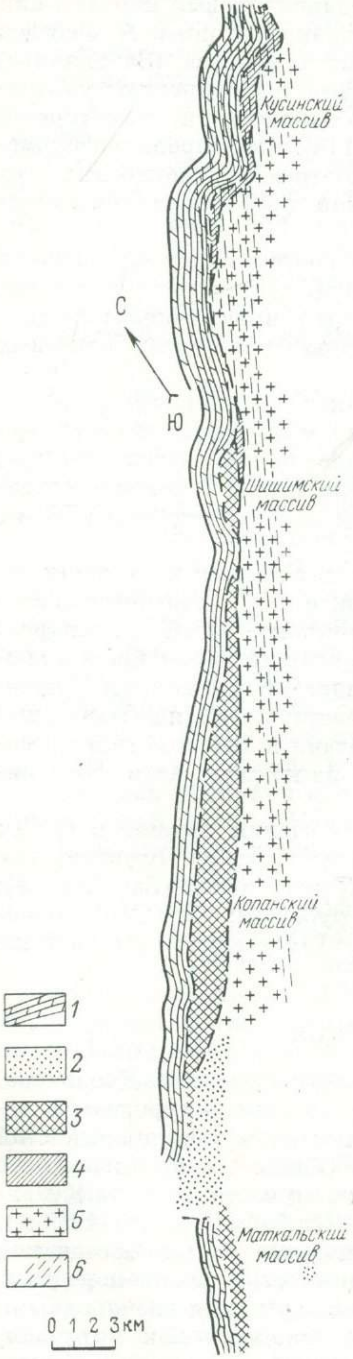
Наиболее значительные магматические месторождения титана в СССР: Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское (Урал); Пудожгорское (Карелия); Елеть-Озеро (Кольский полуостров); Кручининское (Забайкалье); Лысанское и Кедранское (Восточные Саяны). За рубежом: Лак-Тио, Пьюиджелон, Миллс и др. (Канада), Тегавус и др. (США), Телнесс и др. (Норвегия).

КУСИНСКАЯ ГРУППА ИЛЬМЕНИТ-МАГНЕТИТОВЫХ И ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения этой группы — Кусинское, Медведевское, Копанское, Маткальское и другие — находятся на Южном Урале, они приурочены к четырем габбровым массивам того же названия, вытянутым в виде прерывистой цепочки северо-восточного простирания (рис. 92). Общая их протяженность 76 км, ширина до 2 км. Вероятно, эти массивы являются частями одной Кусинской интрузии. Согласно В. Мясникову (1959), Д. Штейнбергу и др. (1959 г.), она представляет собой пластообразную залежь (падение на юго-восток под углами 35—60°), согласно залегающую с вмещающими осадочными породами. Ее положение определяется крупным нарушением между двумя разнородными толщами верхнепротерозойских пород. На западе (лежачий бок интрузии) они представлены известняками, доломитами саткинской свиты и филлитами,

15 Заказ 485

кварцитами и конгломератами бакальской свиты. В висячем боку находятся гранито-гнейсы кувашской свиты и граниты Рябиновского массива, а также кварциты кувашской и зигальгинской свит.



Основные породы Кусинской интрузии представлены нормальным габбро, амфиболизированным габбро и габбро-амфиболитом. Степень метаморфизма пород убывает с севера на юг (табл. 27).

Абсолютный возраст габбровых пород Кусинской интрузии, по Л. Овчинникову и др. (1967 г.), около 1300 млн. лет. Интрузия образовалась вероятнее всего в байкальскую фазу складчатости.

Основные породы всех массивов характеризуются псевдостратификацией, обусловленной чередованием меланократовых, мезократовых и лейкократовых разновидностей. Согласно с полосчатостью габбро залегают ильменит-магнетитовые, ильменитовые и титаномагнетитовые руды. На Кусинском месторождении значительное распространение имеют сплошные ильменит-магнетитовые руды, а на остальных месторождениях преобладают вкрапленные титаномагнетитовые, магнетоильменитовые и ильменитовые руды, для которых характерна сидеронитовая структура.

Рудные тела на месторождениях Кусинской группы имеют главным образом пласто- и линзообразную форму. На разрезе Маткальского месторождения (по В. Новикову) видно, что пластообразные залежи вкрапленных руд приурочены только к мезократовым и меланократовым габбро и имеют с ними общее падение (рис. 93). Переходы от рудных участков к безрудным постепенные.

На Кусинском месторождении жило- и линзообразные тела сплошных ильменит-магнетитовых руд залегают согласно с полосчатостью вмещающих их габбро-амфиболитов. По минеральному составу эти руды представляют собой агрегат зерен (0,2—0,5 мм) магнетита (60—80%) и ильменита (20—40%), кроме них присутствуют: шпинель, гематит, пирит, халькопирит, пирротин, из нерудных хлорит. По данным химических анализов в сплошных рудах в среднем содержится (в вес. %): Fe 53 (FeO 27,6; Fe_2O_3 48,2); TiO_2 14,21; V_2O_5 0,65; S 0,122; P 0,01; SiO_2 3,18; Al_2O_3 2,98; Cr_2O_3 0,67; CaO 3,33; MnO 0,50; MgO

Рис. 92. Схема южноуральской полосы основных пород. По *В. Мясникову* (1959).

1 — сланцево-карбонатные породы протерозоя (саткинская свита); *2* — кварциты протерозоя; *3* — габбро; *4* — амфиболиты; *5* — гранитогнейсы; *6* — зона смятия

Таблица 27

Характеристика руд Кусинского, Медведевского, Копанского и Маткальского месторождений

Месторождение	Вмещающие породы	Форма рудных тел и типы руд	Главные рудные минералы
Кусинское	Габбро-амфиболиты	Жило- или линзообразные тела сплошных руд мощностью до 10—12 м. Второстепенное значение имеют вкрапленные руды	Магнетит, ильменит
Медведевское	Габбро амфиболизированное и соссюритизированное	Преимущественно линзообразные тела вкрапленных руд. Редко маломощные (до 2 м) жилообразные тела сплошных руд	Ильменит, магнетоильменит и титаномагнетит
Копанское	Габбро	Зоны вкрапленных руд и маломощные жилообразные залежи сплошных руд	Титаномагнетит, ильменит, магнетоильменит
Маткальское	Габбро амфиболизированное	Пластовые тела вкрапленных руд с мелкими линзовидными телами сплошных руд	Титаномагнетит, магнетоильменит, ильменит

0,005; K_2O и Na_2O 0,12; H_2O 0,25 (Малышев, 1957). В отличие от других месторождений в сплошных рудах Кусинского месторождения содержится значительное количество самостоятельных зерен ильменита. Магнетит этого месторождения почти лишен титана ($\leqslant 0$, $n\%$). Наоборот, на Медведевском, Копанском и Маткальском месторождениях титаномагнетит, как правило, обогащен титаном (до 13,4% TiO_2); в нем обычно наблюдаются пластинчатые включения ильменита.

В сплошных рудах Маткальского месторождения в основном присутствует титаномагнетит, а количество зерен ильменита не превышает 3—5% (Карцова, Мартынова, 1970). Характерно, что в магнетоильмените этих месторождений обычно наблюдаются мелкие включения магнетита (структура распада твердых растворов). В зернах ильменита Копанского месторождения количество включений магнетита достигает 7,3% (Карцова, Бурова, 1970).

Содержание TiO_2 (табл. 28) в ильмените Копанского и других магматических месторождений близко к теоретическому (52,66% TiO_2). Разные формы нахождения ильменита в рудах в значительной степени зависят от их метаморфизма. В наиболее метаморфизованных рудах Кусинского месторождения, как отмечал В. Мясников (1959), пластинчатые включения ильменита обособились в виде самостоятельных зерен, а магнетит очистился от титана.

В промышленном отношении метаморфизованные руды представляют наибольшую ценность, так как при их обогащении получается высококачественный ильменитовый концентрат (Сысолятин, 1963).

Помимо Кусинской группы месторождений следует упомянуть Гусевогорское месторождение титаномагнетита, описанное в разделе «Ванадий». В рудах

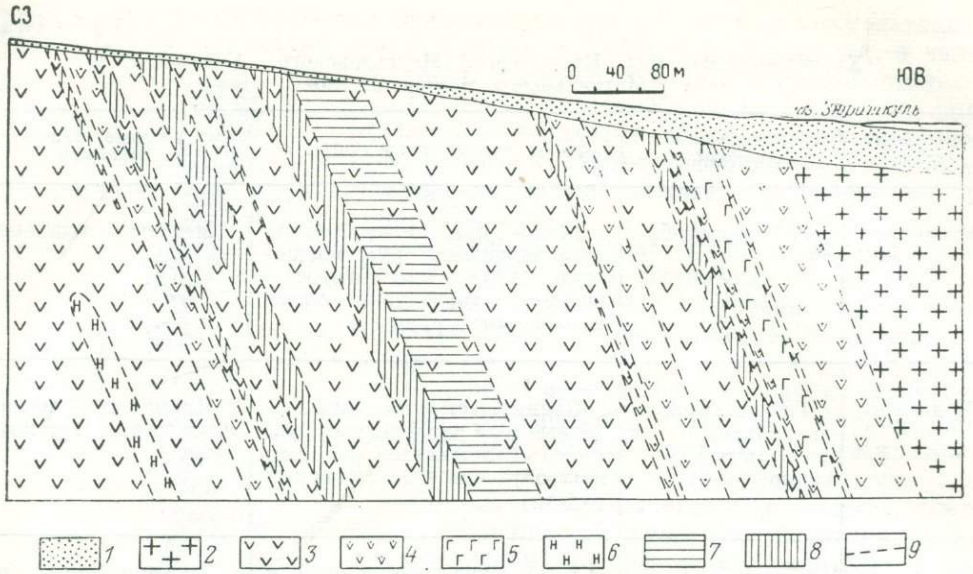


Рис 93. Схематический геологический разрез Маткальского месторождения.

1— элювиально-делювиальные отложения; *2* — плагиограниты, граниты катаклазированные; *3* — габбро мезо- и меланократовое; *4* — габбро лейкократовое и анортозиты; *5* — габбро пегматоидное; *6* — габбро-нориты мезократовые; *7* — вкрапленные ильменитовые руды; *8* — вкрапленные титаномагнетитовые руды; *9* — предполагаемые контакты

Таблица 28

Химический состав ильменита магматических месторождений (в вес. %)

Компоненты	Номер образца					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	0,02	0,35	0,53	0,45	Следы	2,80
TiO_2	49,29	49,87	47,39	47,90	51,23	44,00
Al_2O_3	1,95	0,50	0,51	0,21	0,30	3,00
Fe_2O_3	6,68	4,53	6,45	6,73	5,11	9,70
FeO	37,60	43,23	42,63	42,72	40,15	32,32
MnO	0,25	1,16	1,18	2,21	—	2,60
MgO	3,74	0,47	0,38	0,15	2,66	3,96
CaO	—	—	0,39	—	—	1,20
V_2O_5	0,16	0,14	0,07	—	0,56	—
Nb_2O_5	—	0,04	0,05	—	—	—
Сумма	99,69	100,29	99,58	100,37	100,01	100,04 включая H_2O^+ 0,46
Плотность, г/см³	4,65	4,71	4,77	4,77	4,68	
Аналитик	П. Ниссенбаум	Т. Бурова			В. Молева	В. Архангельская

1 — ильменит-титаномагнетитовая руда, Копанский массив; 2 — рудное габбро, там же; 3 — рудное мелкозернистое габбро, там же; 4 — то же Маткальского массива; 5 — ильменит-магнетитовая руда Кусинского массива. Образцы 1—5 по О. Карповой и Т. Буровой (1970); 6 — рудный пироксенит Гусевогорского массива (H_2O^+ 0,46). По Л. Борисенко и Е. Ускову.

этого месторождения в тесной ассоциации с титаномагнетитом обычно находится ильменит в виде отдельных зерен, имеющих изометрическую или неправильную форму или в виде мелких пластинчатых включений (структуры распада твердых растворов). Размеры отдельных зерен ильменита от 0,1 × 0,1 до 0,5 × 0,5 мм, редко до 1 мм. Количество их в рудных пироксенитах может достигать 3—4% (Борисенко, 1966).

Работами, проведенными на обогатительной фабрике Качканарского ГОКа, доказана возможность попутного получения ильменита из отвальных хвостов с использованием гравитационно-магнитного метода. Этим методом извлекается в концентрат только ильменит, обособленный в виде отдельных зерен. Пластинчатые включения ильменита, содержащиеся в титаномагнетите, не извлекаются. Таким образом, появилась возможность использовать для получения ильменитового концентрата бедные по титану железные руды магматических месторождений (1,2—1,4 TiO_2 для Гусевогорского месторождения).

ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого типа встречаются в морских и континентальных отложениях, главными среди них являются россыпи и коры выветривания. В эту же группу месторождений входят вулканогенно-осадочные образования. Рудные минералы титана в экзогенных месторождениях представлены ильменитом и лейкоксеном, реже рутилом, анатазом.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основным промышленным типом титанового сырья являются прибрежно-морские обычно комплексные титано-циркониевые россыпи (ильменит-рутил-цирконовые). Меньшее значение имеют континентальные (аллювиальные, элювиально-делювиальные) россыпи ильменита и коры выветривания на кристаллических породах (базитах и др.). На долю россыпей в Советском Союзе приходится более половины запасов титана в основных промышленных типах его месторождений (Гурвич, Алексеевский, 1967).

В СССР главное значение имеют древние (или погребенные) россыпи: неогеновые, палеогеновые, мезозойские и палеозойские. Они распространены в различных районах Русской платформы, Западной и Восточной Сибири, Казахстана и Забайкалья. Находящиеся на территории СССР современные россыпи Балтийского и Азовского морей занимают подчиненное положение по отношению к древним прибрежно-морским россыпям. Наоборот, за рубежом (Австралия и др.) преобладающую роль в получении титанового концентрата играют современные прибрежно-морские комплексные россыпи.

Формирование основной массы промышленных россыпей СССР происходило на платформах, где в условиях трансгрессирующих морей образовались главным образом прибрежно-морские россыпи, а в условиях регрессирующих морей — континентальные россыпи (в лиманах, дельтах и долинах рек, в балках). Образование россыпных месторождений титана различных типов тесно связано с денудационными и аккумулятивными процессами, которые происходили в меняющихся условиях трансгрессии и регрессии моря.

Существенное влияние на их формирование оказала палеогеография, т. е. рельеф, климат, характер почв и кор выветривания, фациальные условия накопления. Как отмечал И. Малышев (1957), одним из главных условий для образования крупных россыпей титана являлось химическое выветривание,

которое способствовало освобождению из кристаллических пород ильменита и других стойких акцессорных минералов. Наиболее важный первоисточник ильменита — метаморфические парасланцы (Л. Михалев, Н. Коробова, 1972 г.).

Основной породой, слагающей россыпи различных типов, являются пески; среди них преобладают кварцевые разности. В аллювиальных и элювиально-делювиальных россыпях существенную роль играют вторичные каолины и каолиновые глины.

Главный рудный минерал — ильменит — бóльшей частью встречается в виде зерен, имеющих различную степень окатанности. Реже наблюдаются пластинчатые кристаллы или их обломки. Цвет ильменита черный, а у лейкоксенизированных разностей темно-бурый. Изменение минерала связано с процессами окисления и гидратации. По сравнению с ильменитом магматических месторождений в ильмените россыпей содержится меньше железа, но больше титана (табл. 29). Плотность его уменьшается от 4,7 до 3,7 г/см³.

Таблица 29

Характеристика титановых минералов россыпей Украины. По *М. Векличу* и др. (1965)

Минерал	Содержание, %			Плотность, г/см³	Цвет минерала
	TiO_2	Fe_2O_3+FeO	H_2O		
Ильменит	До 50	49—50	—	>4,7	Черный
Продукты изменения ильменита: Гидратированный ильменит (I стадия)	51—60	29—49	0,01—12	4,35—4,7	»
Продукты изменения ильменита: Аризонит (II стадия)	60—70	11—34	11—23	4,0—4,35	Коричневый, темно-бурый, редко почти черный
Продукты изменения ильменита: Лейкоксен (III стадия)	70—96,4	0,77—16,0	0—18	3,71—4,0	Коричневый, желто-бурый, стально-серый до почти белого
Рутил (терригенный)	96—99,3	0,1—1,90	0—0,5	4,20—4,26	Черный, темно-красный, оранжево-желтый

Прибрежно-морские титано-циркониевые россыпи обычно образуются в результате разрушения пород разного состава и неоднократного переотложения ранее образовавшихся россыпей. У них отсутствует четкая связь с источниками сноса. На Украине, например, россыпи образовались, по-видимому, за счет разрушения кристаллических пород Украинского щита и частично Воронежского массива.

По составу прибрежно-морские россыпи обычно олигомиктовые (кварцевые). Промышленный интерес в них представляют ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, а также дистен, ксенотим, анатаз, малакон и некоторые другие. Главный породообразующий минерал кварц; меньшее значение имеет каолинит. Пески обычно тонко- и мелкозернистые.

Для этих россыпей характерны пласто- или линзообразные рудные залежи, мощность которых достигает десятков метров, а протяженность нескольких

десятков километров, при ширине до тысяч метров (рис. 94). Они редко имеют строго определенные литологические границы. Однако, как отмечал К. Алексеевский (1970), в пачках переслаивания песков и глин рудные минералы приурочены преимущественно к песчаным прослоям. Поэтому в рудных телах характерно послойное распределение полезного компонента, в плане обычно выдержанное.

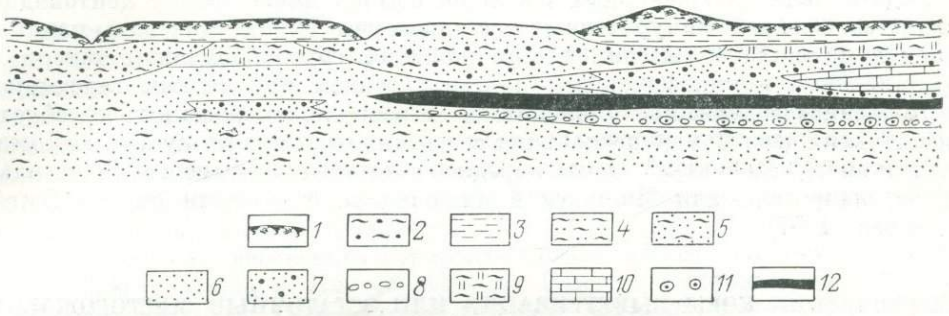


Рис. 94. Типовой разрез продуктивных отложений сеномана центральных областей Русской платформы. По С. *Гурвичу, А. Казаринову, Н. Хмаре* (1964).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — суглинки; *3* — глины; *4* — песчаные глины; *5* — глинистые пески; *6* — пески тонко- и мелкозернистые; *7* — пески средне- и крупнозернистые; *8* — гравий; *9* — слюдистые глины; *10* — известняки; *11* — желваки фосфорита; *12* — продуктивный пласт

Промышленное содержание в россыпях ильменита и рутила — от десятков до сотен килограммов на кубический метр. На Украине наиболее значительные прибрежно-морские россыпи приурочены к полтавским и сарматским отложениям, например, Самотканское месторождение. Рудоносные пески обоих возрастов имеют близкий минеральный состав: кварц, ильменит, рутил, лейкоксен, анатаз, циркон, кианит, силлиманит, ставролит, турмалин, андалузит, шпинель, хромит, апатит, корунд, лимонит, карбонаты, каолинит, слюды, окислы марганца, граната, полевые шпаты, пирит. Отношение ильменита к рутилу составляет от 3 до 8 (Жердева, Абулевич, 1960).

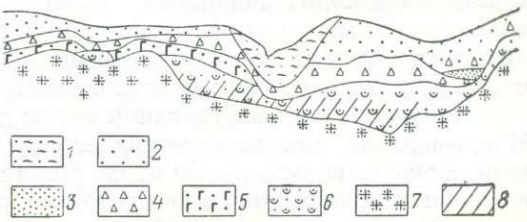


Рис. 95. Разрез осадочных пород на коростеньских гранитах. По *П. Хатунцевой.*

1 — песчано-глинистые отложения; *2* — пески; *3* — пески тонкозернистые каолинитовые; *4* — кремни; *5* — глауконитовые пески; *6* — пески разнозернистые с линзами вторичных каолинов; *7* — кора выветривания коростеньских гранитов; *8* — россыпь ильменита

Рудные минералы в сарматских песках располагаются по всему разрезу, а в полтавских — только в верхней части слоя. Размеры зерен ильменита 0,07—0,25 мм, рутила 0,07—0,15 мм. Среднее содержание TiO_2 в ильмените составляет 67,7%, что указывает на существенную его лейкоксенизацию. По мнению А. Жердевой и В. Абулевич (1960), Самотканская россыпь образовалась за счет размыва и переотложения песков более раннего возраста.

Континентальные россыпи ильменита преимущественно распространены в нижнемеловых, палеогеновых, реже в антропогеновых отложениях, часто непосредственно на коре выветривания. Как правило, для них устанавливается связь с источником сноса. Так, аллювиальные россыпи находятся от него примерно в 5—30 км. На Украине многие месторождения этого типа (рис. 95)

связаны с основными, а также с кислыми породами коростеньского интрузивного комплекса, в корах выветривания которых содержатся относительно крупные зерна ильменита (≤1 мм).

По составу континентальные россыпи обычно полимиктовые (кварц, полевые шпаты, каолинит). Размеры зерен ильменита 0,1—0,25 мм и более. Окатанность, особенно в элювиально-делювиальных россыпях, слабая.

Рудные тела аллювиальных россыпей обычно имеют форму лентовидных извилистых залежей, приуроченных к долинам рек. Рудные минералы накапливаются в нижних горизонтах, т. е. в наиболее грубообломочном материале, представленном крупнозернистым песком, гравием или мелким галечником. Промышленное содержание ильменита в аллювиальных россыпях колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен килограммов на кубический метр, достигая иногда 2000 кг/м³. Однако среднее содержание ильменита значительно меньше, например, для Иршинской аллювиальной россыпи около 20 кг/м³ (Малышев, 1957).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ИЛИ ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения могут содержать значительные количества ильменита, реже рутила. Встречаются современные и погребенные титаноносные коры выветривания. Образуются они на породах разного состава, могут быть ортоэлювиальными и параэлювиальными. Формирование кор тесно связано с процессом химического выветривания, которое особенно интенсивно идет в условиях гумидного климата. На фоне существенного выноса натрия, калия, кальция и магния и образования глинистых минералов группы каолинита и других в коре происходит накопление более стойких акцессорных минералов, в том числе ильменита и рутила. В корах выветривания, образовавшихся на кристаллических породах, окатанность зерен рудных минералов отсутствует. Довольно часто наблюдаются хорошо сохранившиеся формы кристаллов.

Мощность кор выветривания может достигать нескольких десятков метров. Например, на кристаллических породах Украинского щита сохранившаяся кора имеет мощность до 50 м, составляя в среднем 5—20 м. Ее образование в основном происходило в конце триаса, начале и середине юры и отчасти в раннем мелу (Веклич и др., 1965).

Титансодержащие коры обычно каолинитового профиля. Содержание ильменита в них может достигать нескольких сотен, а рутила нескольких десятков килограммов на кубический метр. В корах, развившихся на породах одного петрографического состава, содержание титановых минералов довольно равномерное. Минеральный состав коренных пород может существенно влиять на количество рудных минералов в коре. Например, на Кундыбаевском месторождении (Казахстан) в корах выветривания, образовавшихся на метаморфических породах, содержится до 180 кг/м³ ильменита и до 73,8 кг/м³ рутила (Ниязов, 1970). При этом рудные тела месторождения, имеющие линзовидную и пластообразную форму, вытянуты строго по простиранию коренных пород. Изменение состава акцессорных минералов в метаморфических породах сопровождается их количественным и качественным изменением в коре выветривания.

Для Волынского габбро-анортозитового массива характерны коры, обогащенные только ильменитом (~300—500 кг/м³), что связано с отсутствием рутила в коренных габброидах (Малышев, 1957).

Одной из особенностей кор выветривания, сформировавшихся на основных кристаллических породах, является преобладающее накопление ильменита, содержащего мало хрома. Это существенно повышает качество получаемого ильменитового концентрата.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы открыты относительно недавно (Блинов и др., 1963). Характерным представителем являются титаноносные вулканогенно-осадочные образования ястребовского горизонта на юге Воронежской области (среднее течение р. Дон от с. Лосево до г. Богучар). Территория района сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозоя и осадочными породами мезо-кайнозоя, залегающими с угловым несогласием на докембрийском фундаменте. В структурном отношении район находится в юго-восточной части Воронежской антеклизы.

Отложения ястребовского горизонта (девон) имеют мощность от нескольких до 35 м (в районе с. Нижний Мамон). Глубина залегания этого горизонта в среднем 50—70 м. Общая протяженность вулканогенно-осадочных пород примерно 100 км при ширине 20—40 км. Основное направление их простирания совпадает с Лосевско-Мамоновской зоной разломов, с которой, по мнению В. Блинова и др. (1963), связана интенсивная вулканическая деятельность.

Наибольшее количество ильменита приурочено к грубообломочным туфам, туффитам и туфопесчаникам, в которых эффузивные обломки представлены преимущественно породами основного состава. Терригенного материала в туфах $\leqslant 10\%$, в туфопесчаниках $\leqslant 30\%$. Цементом является магнезиально-железистый хлорит.

Грубообломочные разности туфогенных пород наиболее обогащены ильменитом (иногда до 50 объем. %). Преобладают обломки кристаллов ильменита или корродированные зерна, реже встречаются идиоморфные кристаллы. В грубо- и среднеобломочных туфогенных породах размеры зерен ильменита в среднем 0,25—0,3 мм, а в тонкообломочных $<0{,}1$ мм. Плотность ильменита 4,25, цвет черный или буровато-черный. Лейкоксенизированного ильменита меньше, чем неизмененного. Количество ильменита резко уменьшается с увеличением в толще терригенного материала.

Вероятно, образование вулканогенных пород, обогащенных ильменитом, происходило в мелководном морском бассейне и явилось следствием подводной эффузивной деятельности.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В эту группу объединяют метаморфизованные и метаморфические месторождения титана.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы, согласно И. Малышеву (1957), представляют собой образования разного генезиса, претерпевшие в течение геологического времени различные изменения вместе с вмещающими их породами. К ним, например, относятся верхнепротерозойские метаморфизованные россыпи в пределах Башкирского поднятия. Одно из месторождений приурочено к песчаникам

зильмердакской свиты, где встречаются прослои (до 2,5 м мощности), обогащенные ильменитом (до 250—400 кг/т) и цирконом (до 30 кг/т).

Несколько необычным представителем этого типа является Ярегское месторождение лейкоксена (Южный Тиман), приуроченное к нефтеносным песчаникам эйфельского и живетского ярусов. Это месторождение является погребенной девонской россыпью (В. Калюжный, 1960 г.). Основная рудная залежь, носящая название «третий пласт», делится на нижний и верхний рудные горизонты. Нижний рудный горизонт в основании сложен грубо- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Верхний рудный горизонт слагают полимиктовые конгломераты и разнозернистые

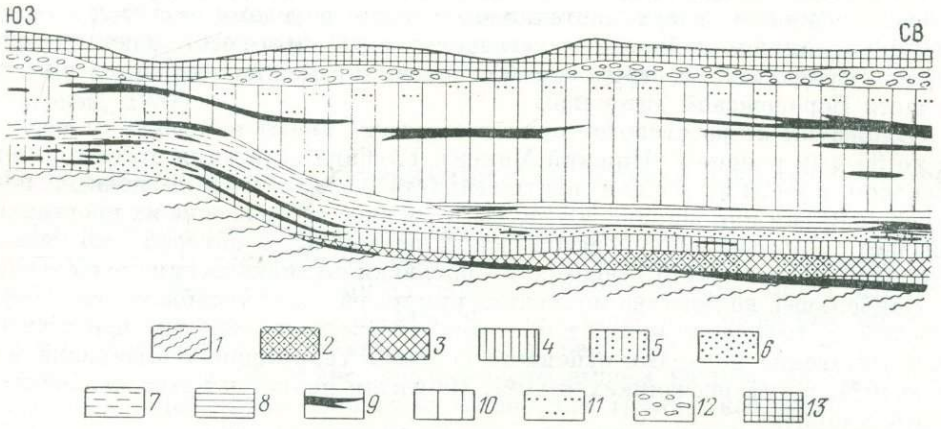


Рис. 96. Схематический разрез продуктивного пласта (построен на реставрированной поверхности доэйфельского рельефа). По *А. Сушону* (1962 г.)

1 — метаморфические сланцы; *2* — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники со значительным участием грубо- и крупнозернистого материала; *3* — разнозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *4* — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники с прослоями и линзами разнозернистых; *5* — преимущественно мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники, плохо отсортированные, с отдельными гравийными и крупными зернами кварца, с линзами разнозернистых песчаников; *6* — мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *7* — переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые лейкоксен-кварцевые песчаники; *8* — переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты с линзами мелкозернистых песчаников; *9* — аргиллиты; *10* — мелкозернистые кварцевые песчаники; *11* — прослои более крупнозернистых песчаников с отдельными гравийными зернами кварца; *12* — полимиктовые и лейкоксен-кварцевые конгломераты, грубо- и крупнозернистые песчаники; *13* — надпластовые аргиллиты

кварцевые песчаники. Продуктивный горизонт залегает на метаморфических сланцах рифея (рис. 96). Согласно И. Швецовой (1971 г.), в среднем 80% тяжелой фракции Ярегского месторождения составляют полуокатанные зерна лейкоксена, имеющие размер 0,2—1,5 мм. Они серого или желтовато-серого цвета. Окатанность зерен незначительная. Первичная форма кристаллов обычно сохраняется. Однако неизмененный ильменит встречается в виде единичных зерен. В богатых пробах рудоносного песчаника содержится 8—10% TiO_2 (Малышев, 1957). Очевидно, месторождение образовалось в девоне в результате размыва кор выветривания метаморфических сланцев рифея.

Высококачественные ильменит-магнетитовые сплошные руды и вкрапленные ильменитовые руды могут образоваться при региональном метаморфизме первичномагматических руд. Примером промышленных месторождений этого типа является Отанмяки в Финляндии, которое приурочено к амфиболитам, образовавшимся за счет метаморфизма рудоносного габбро. Богатые руды этого месторождения содержат до 19%, в среднем 12,2% TiO_2.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы приурочены к древним кристаллическим сланцам, гнейсам, эклогитам, амфиболитам. Образуются они в результате метаморфизма интрузивных, эффузивных и осадочных пород, обогащенных титаном. Главный рудный минерал — рутил. Наиболее богатые месторождения этого типа известны в США (Харворд) и в Мексике (Плюмо-Идальго). Руды месторождения Харворд представляют собой докембрийские хлоритовые сланцы, обогащенные рутилом (до 20%). В докембрийских гнейсах месторождения Плюмо-Идальго количество рутила достигает 25%.

Известные в СССР месторождения этого типа значительно беднее титаном. На Кузнечихинском месторождении (Средний Урал) в амфиболитах содержится около 1,5% рутила, а в эклогитах Шубинского месторождения количество рутила достигает 4,5%. Рудопроявление рутила известны и в других метаморфических толщах СССР. Однако технологические трудности препятствуют в настоящее время освоению метаморфических месторождений рутила.

Таким образом, к числу наиболее надежных по запасам и удобных по обогатимости относятся руды россыпей. Среди них в СССР ведущее место занимают древние прибрежно-морские россыпи ильменита и рутила (также циркона). Важное место по запасам занимают лейкоксеновые песчаники, содержащие нефть, а также ильменитовые руды вулканогенно-осадочных месторождений.

Для магматических месторождений по технологическим условиям наибольший практический интерес представляют те руды, в которых ильменит содержится в виде самостоятельных зерен (например, ильменит-магнетитовые). Однако месторождения титаномагнетита, характеризующиеся большими запасами титана, в настоящее время могут также рассматриваться в качестве возможного сырьевого источника для извлечения ильменита (Борисенко и др., 1973). Ценность ильменитовых концентратов, получаемых из руд магматических, метаморфических и экзогенных месторождений, повышается присутствием в них примесей и в первую очередь скандия (табл. 30). Максимальные его

Таблица 30

Содержание скандия и ванадия в ильмените (в г/т)

Тип месторождения	Скандий			Ванадий		
	Число проб	Содержание		Число проб	Содержание	
		от — до	среднее		от — до	среднее
Ильменит-магнетитовые в габбро и габбро-амфиболитах	3	64—90	77	6	800—1200	1000
Титаномагнетитовые в пироксенитах	4	75—100	88,1	2	280—580	430
Кора выветривания на основных породах	6	50—70	59,6	2	200—450	325
Аллювиальные россыпи	9	52—73	60,6	8	168—448	291
Прибрежно-морские россыпи (древние)	27	26—77	43,3	20	84—880	364
Прибрежно-морские россыпи (современные)	5	23,5—35	27,5	3	71—560	252

Примечание. [Скандий определен Ю. Сотсковым методом нейтронной активации; ванадий определен Л. Яланской и Л. Масленковой методом количественного спектрального анализа.

концентрации (до 100 г/т Sc) установлены в ильмените из габброидов и ультрабазитов. Возможность попутного получения скандия в процессе переработки ильменитовых концентратов в настоящее время доказана (С. Такежанов, 1972 г.). Значительные объемы переработки этих концентратов позволяют поставить вопрос об извлечении при их переделе ванадия. Возможность попутного получения ванадия при производстве TiO_2 была показана Х. Курумчиным и А. Яценко (1967 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеевский К. М. О титан циркониевых россыпях и их положении среди других типов месторождений. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970, с. 210—222.

Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С., Одинокий Б. Н. О концентрации титана вулканогенно-осадочных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области. — «Геология рудных месторождений», т. 5, 1963, № 1, с. 109—113.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966, с. 29—31.

Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И. О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 10, № 4, с. 40—53.

Борисенко Л. Ф. и др. Ильменит бедных титаномагнетитовых руд и возможности его извлечения. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 32—38.

Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я., Цынбал С. Н. Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины. — В кн.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965, с. 219—227.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.

Гурвич С. И., Алексеевский К. М. Титано-циркониевые россыпи. В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М., «Наука», 1967, с. 226—238.

Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В. Древние редкометально-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М., «Недра», 1964, 170 с.

Жердева А. Н., Абулевич К. Н. Минералогия Самотканского цирконо-рутил-ильменитового месторождения. — «Минеральное сырье», 1960, вып. 1, с. 26—36.

Карпова О. В., Бурова Т. А. Ильменит из основных пород Копанского массива. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 216—231.

Карпова О. В., Мартынова А. Ф. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в титаномагнетитах Маткальского массива. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 1, с. 84—91.

Карякин А. Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., «Недра», 1970, 175 с.

Лебедев А. П. Генетические типы титаноносных магматических комплексов. — В кн.: Проблемы магматизма и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 111—118.

Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве (Забайкалье). — В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., «Наука», 1965, с. 5—113.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. с. 1—264.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 2, с. 49—62.

Нпязов А. Р. Рутил — основной рудный минерал титаноносных кор выветривания Джетыгаринского района. — «Изв. АН КазССР», Сер. геол.», 1970, № 4, с. 89—90.

Сысолятин С. А. Технология получения высококачественных титановых концентратов титаномагнетитовых руд методом флотации. — «Цветная металлургия», 1963, № 5, с. 19—21.

Юдин Б. А., Зак С. И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР (восточная часть Балтийского щита). — «Советская геология», 1970, № 9, с. 138—147.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЯ

Большинство месторождений, из руд которых в настоящее время извлекают ванадий, комплексные. Ванадий получают из них наряду с главными полезными компонентами: Fe, Ti, U, Pb, Zn, Cu, P; кроме того, ванадий извлекают при переработке нефти. Наибольшее значение по запасам и объему добычи имеют магматические (титаномагнетитовые и ильменит-магнетитовые) и осадочные (карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветах) ванадийсодержащие руды. Существенную роль в производстве ванадия играют деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений. Известны также немногочисленные самостоятельные месторождения ванадия: патронитовые в асфальтитах (Минас-Рагра, Перу) и ванадиеносные глины зоны аргиллизации (Уилсон-Спрингс, США).

В СССР единственным сырьевым источником для получения ванадия являются титаномагнетитовые и ильменит-магнетитовые руды магматических месторождений (Ефимов и др., 1969). В капиталистических странах около 50% ванадия получают из титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых руд, 22,6% из карнотитовых и роскоэлитовых руд в пестроцветах и фосфоритов, 17,9% из глин зоны аргиллизации, 8,7% из окисленных полиметаллических руд, 0,8% из нефти. Всего в 1969 г. капиталистическими странами произведено 14 тыс. т ванадия (или 25 тыс. т V_2O_5).

Ванадийсодержащие руды промышленных эндогенных и экзогенных месторождений (табл. 31) относятся к различным генетическим типам (магматические, осадочные, метаморфогенные месторождения и зона окисления эндогенных месторождений). Концентрация ванадия в большинстве типов руд эндогенных месторождений не превышает 1%, обычно составляя более 0,1—0,2%. В отдельных типах руд экзогенных месторождений содержание ванадия достигает нескольких процентов. Эти руды содержат, как правило, собственные минералы ванадия: карнотит, ванадинит, патронит и др. Однако в бóльшей части осадочных месторождений концентрации ванадия не превышают нескольких десятых процента.

Таблица 31

Генетические типы промышленных месторождений ванадия

Генетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промышленный компонент	Содержание ванадия в руде, %	Главные минералы-концентраторы ванадия (содержание в них ванадия, вес. %)	Примеры месторождений
Магматические	Титаномагнетитовые в пироксенитах, перидотитах, оливинитах, горнблендитах и габбро	Fe	0,05—0,17	Титаномагнетит (0,13—0,84)	Гусевогорское, Первоуральское, Волковское (Урал)
	Ильменит-магнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые в габбро	Fe, Ti	0,1—0,4	Магнетит, титаномагнетит (0,31—0,62)	Кусинское, Медведевское (Урал)
	Титаномагнетитовые в анортозитах, пироксенитах и норитах	Fe	0,9—1	Титаномагнетит (менее 1,5)	Бушвельдский комплекс (ЮАР)
Зона окисления эндогенных месторождений	Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые в зоне окисления полиметаллических месторождений	Pb, Zn, Cu	1,1—1,7	Деклуазит (12,3), купродеклуазит (9,5—12,3), ванадинит (10,6)	Берг-Аукас, Цумеб (Намибия)
Осадочные	Карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветах (тип «плато Колорадо»)	U	0,5—2,8	Карнотит (11,2), роскоэлит (11,8—16,2)	Районы Амброзия-Лейк и др. (США)
	Фосфориты	P	0,05—0,5	—	Скалистые горы (США)
	Россыпи прибрежно-морские (черные пески)	Fe, Ti	0,1—0,34	Титаномагнетит (0,25—1,7)	Курильские острова (СССР); Новая Зеландия
	Нефть (высокосернистые сорта)	C	⩽0,05	Зола нефти (0,6—58,4)	Урало-Волжская провинция (СССР), Венесуэла, Иран
	Патронитовые в асфальтитах	V	~6,2	Патронит (10,6—13,9)	Минас-Рагра (Перу)
Метаморфогенные	Глины зоны аргиллизации в кристаллических сланцах	V	~1	Глинистые минералы ?	Уилсон-Спрингс (США)
	Ильменит-магнетитовые в амфиболитах	Fe, Ti	0,24	Магнетит (0,8—1,3)	Отанмяки (Финляндия)

Помимо генетических типов промышленных месторождений, приведенных в табл. 31, заслуживают внимания и другие, которые в отношении ванадия следует пока рассматривать только как перспективные. Извлекать из них ванадий невыгодно по нескольким причинам: из-за низких или неустойчивых содержаний ванадия в руде; небольших масштабов некоторых месторождений; отсутствия рентабельной технологии. Среди таких месторождений ванадия следует выделить:

1) магматические титаномагнетитовые месторождения в габбро-диабазах;
2) магматические титаномагнетитовые месторождения в оливинитах;
3) магматические ильменит-гематитовые, магнетит-ильменитовые, рутил-апатитовые и ильменит-апатитовые (нельсониты) в анортозитах и габбро;
4) контактово-метасоматические месторождения магнетита (известково-скарновые и альбит-скаполит-скарновые);
5) гидротермальные месторождения магномагнетита (ангаро-илимский тип);
6) гидротермальные месторождения ноланита и уранинита;
7) гидротермальные алунитовые месторождения;
8) россыпи ильменита;
9) месторождения осадочных железных руд (окисные железные руды и морские осадочные оолитовые руды);
10) месторождения бокситов;
11) месторождения углисто-кремнисто-глинистых и битуминозных сланцев;
12) месторождения углей (в особенности бурых низкокачественных).

Перечисленные эндогенные и экзогенные месторождения ванадия (промышленные и перспективные) образовались в различные эпохи. Наряду с древними (докембрийскими) известны месторождения ванадия, формирование которых происходило в третичном и четвертичном периодах. Общая тенденция в эволюции рудообразования месторождений ванадия по эпохам выглядит следующим образом. Все наиболее крупные магматические месторождения ванадия сформировались в протерозое (бушвельдский комплекс, ЮАР; Адирондак, США и др.) или палеозое (Гусевогорское, Качканарское, Урал и др.). В палеозое образовались также некоторые контактово-метасоматические месторождения ванадийсодержащего магнетита (Осокино-Александровское, Урал и др.). К древним метаморфическим комплексам приурочены небольшие по масштабам гидротермальные месторождения ноланита (район оз. Биверлодж, Канада). В мезозое и кайнозое образовались немногочисленные магматические и гидротермальные месторождения, характеризующиеся повышенной ванадиеносностью (Камышевский Байкитик, Красноярский край). Образование значительной части экзогенных месторождений ванадия относится к мезозою и кайнозою, хотя некоторые ванадийсодержащие месторождения, например, углисто-кремнистых сланцев (Баласаускандык, Казахстан), фосфоритов (Каратау, Казахстан), осадочных железных руд (Уобан, Ньюфаундленд), образовались в палеозое и верхнем протерозое.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Повышенной ванадиеносностью, как правило, характеризуются титаномагнетитовые и ильменит-магнетитовые месторождения, пространственно и генетически связанные с ультрабазитами и базитами нормального ряда. Массивы, сложенные пироксенитами, перидотитами, оливинитами, габбро, анортозитами,

встречаются на древних платформах, в краевых частях докембрийских щитов и в складчатых областях на месте бывших линейных геосинклиналей, где они приурочены к зонам глубинных разломов. Часто эти массивы образуют пояса, вытянутые на сотни километров.

В СССР наиболее значительные магматические месторождения ванадия находятся в линейных складчатых областях, среди которых выделяется Урал. За рубежом все основные магматические месторождения ванадия сосредоточены на кристаллических щитах и древних платформах или в их обрамлениях (Канадский, Балтийский, Индийский кристаллические щиты и южная часть Африканского кристаллического щита).

Большинство интрузий базит-ультрабазитового состава сформировалось в период ранних этапов развития платформ или во время собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон (Смирнов, 1962; Кузнецов, 1964). На Урале, например, формирование массивов ультраосновных и основных пород платиноносного пояса и приуроченных к ним титаномагнетитовых месторождений связано с базальтоидным магматизмом, широко проявленным в эвгеосинклинальной области. С ранней активизацией платформ связано формирование крупного Бушвельдского лополита и приуроченных к нему уникальных месторождений ванадийсодержащего титаномагнетита.

Активизация платформ более поздних этапов в палеозое хотя и способствовала образованию довольно крупных массивов ультрабазитов, содержащих титаномагнетит (щелочно-ультраосновная формация Кольского полуострова), однако концентрации ванадия в нем малы (в среднем 0,08%).

Выделяются следующие формации, с которыми тесно связаны магматические ванадийсодержащие месторождения (формации по Ю. Кузнецову, 1964).

1. Геосинклинальные и орогенные области:

1) габбро-пироксенит-дунитовая формация; месторождения Гусевогорское, Качканарское, Висимское, Волковское, Первоуральское (Урал);

2) габбро-диорит-диабазовая формация; месторождения Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское (Урал);

3) габбро-монцонит-сиенитовая формация; месторождения Сваранцское, Камакарское (Армения);

4) габбро-сиенитовая формация; месторождение Елеть-Озеро (Карелия).

2. Кристаллические щиты и древние платформы (активизированные участки):

1) формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий; Бушвельд (ЮАР);

2) габбро-диабазы формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов; месторождения Пудожгорское и Койкарское (Карелия);

3) анортозитовая формация; месторождения Кручининское, Чинейское (Забайкалье), Цагинское (Кольский полуостров), Сэнфорд Хилл (США).

Наиболее крупные массивы ультрабазитов и базитов, площадь которых достигает нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров, приурочены к анортозитовой формации (Канадский щит) и формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (бушвельдский комплекс). Площадь ультрабазитов, с которыми связаны месторождения ванадийсодержащего титаномагнетита габбро-пироксенит-дунитовой формации, достигает нескольких десятков квадратных километров (Урал). Запасы ванадия на отдельных месторождениях указанных формаций составляют несколько миллионов тонн.

Так как ультраосновные и основные породы, несущие оруденение ванадийсодержащего титаномагнетита, образовались за счет дифференциации базальтовой магмы, многие из них имеют слоистое строение. Например, Бушвельдский лополит представляет собой сложное расслоенное тело, в нижней части которого сосредоточены хромитовые руды, а в верхней находятся пластовые обособления ванадийсодержащего титаномагнетита, приуроченные к зоне контакта пироксенитов и анортозитов. По данным В. Решитько (1961), тела ультрабазитов платиноносного пояса Урала имеют форму расслоенных брахискладок, в которых рудные пироксениты расположены выше безрудных оливиновых пироксенитов и дунитов. На расслоенность ультрабазитов этого пояса указывали также О. Воробьева, Н. Самойлова, Е. Свешникова (1962). Подобная расслоенность обусловлена, по-видимому, кристаллизационной дифференциацией в пределах интрузивной камеры. Внутрикамерное формирование интрузивов существенно повлияло и на образование крупных скоплений титаномагнетитовых руд.

Рудные тела магматических месторождений ванадия представляют собой залежи вкрапленных или шлирово-вкрапленных руд, имеющие форму линз, а также жило-, пласто- и трубообразную формы. Встречаются пластообразные обособления массивного магнетита, которые обычно залегают согласно с общей «слоистостью» базит-ультрабазитовых массивов. Известны также секущие жилообразные обособления массивного магнетита. По способу образования выделяются сегрегационные и фузивные месторождения (Заварицкий, 1963). Большинство месторождений ванадийсодержащего титаномагнетита относится к фузивному типу. Оруденение, как правило, не выходит за пределы массивов основных и ультраосновных пород и является по-существу их частью. Магматический генезис этих пород и руд отмечали Г. Соколов (1957), И. Малышев (1957 г.), А. Богачев и др. (1963), Ю. Кузнецов (1964), М. Годлевский (1968), Л. Борисенко и др. (1968), О. Богатиков и др. (1970) и другие геологи.

Главными минералами-концентраторами ванадия в магматических месторождениях являются титаномагнетит и магнетит (обычно менее 1% V). Наиболее высокие концентрации ванадия наблюдаются в рудных минералах из пород основного состава. Даже в пределах одной магматической формации его содержания возрастают от пироксенитов к габбро (табл. 32). Очень редко содержание ванадия в титаномагнетите достигает нескольких процентов (месторождения округов Майурбхандж и Сингхбхум в Индии). В таких случаях в титаномагнетите присутствуют мелкие включения кульсонита FeV_2O_4 (структура распада твердого раствора). Однако чаще включения в титаномагнетите представлены ильменитом, герцинитом или другими шпинелидами.

Железомагнезиальные минералы и полевые шпаты содержат мало ванадия (менее 0,01—0,1%). Низкие концентрации ванадия установлены также в рудных минералах, ассоциирующих с титаномагнетитом (в ильмените менее 0,16%; в халькопирите, борните, пирите — менее 0,03% V).

Наиболее важные магматические месторождения ванадия в СССР: Гусевогорское, Первоуральское, Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское, а также Висимское, Кручининское, Елеть-Озеро, Пудожгорское, Койкарское, Велиховское, Масальское, Лысанское и Кедранское. За рубежом к ним относятся месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР); Лак-Тио, Пьюиджелон, Миллс и другие (Канада); Тегавус и другие (США); Родсенд, Сельвог (Норвегия); Таберг (Швеция); округа Майурбхандж и Сингхбхум (Индия); Баррамби (Австралия); район Тете (Мозамбик).

16 Заказ 485

Таблица 32

Содержание ванадия и титана в титаномагнетите из рудных ультрабазитов и базитов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (в вес. %)

Породы, содержащие титаномагнетит (месторождение)	Ванадий			Титан		
	Число проб	Содержание		Число проб	от — до	среднее
		от — до	среднее			
Пироксенит (Висимское)	9	0,16—0,49	0,31	10	1,08—2,40	1,69
Пироксенит (Гусевогорское)	23	0,20—0,48	0,35	22	1,32—2,52	2,01
Горнблендит (Первоуральское) . . .	16	0,28—0,53	0,42	16	1,29—4,32	2,99
Габбро (Волковское)	11	0,36—0,84	0,72	8	0,90—4,20	2,94

Гусевогорское месторождение

Гусевогорское месторождение титаномагнетита приурочено к Гусевогорскому пироксенитовому массиву, расположенному в восточной части более крупного габбро-пироксенитового Качканарского массива. Впервые ванадиеносность руд месторождения была охарактеризована И. Малышевым и др. (1934).

Качканарский габбро-пироксенитовый массив расположен примерно в средней части платиноносного пояса Урала, который вытянут вдоль границы между Центрально-Уральским антиклинорием на западе, сложенным метаморфическими сланцами верхнего протерозоя — кембрия, и вулканогенно-осадочной толщей ордовика и силура Тагильского мегасинклинория на востоке. Массив находится среди метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего ордовика и силура в западном крыле Тагильского мегасинклинория. Согласно Н. Высоцкому, В. Кузнецову и В. Решитько, контакты массива с вмещающими породами тектонические. В зоне тектонических нарушений в габбро и пироксенитах заметно увеличивается количество амфиболов. Общая площадь массива около 110 км². Массив имеет концентрически-зональное строение с нечетко проявленной стратификацией и брахисинклинальную форму. В центральной части Качканарского массива расположены два крупных тела пироксенитов, окруженные породами габбрового состава. Ось брахисинклинали вытянута с юго-востока на северо-запад; она погружается к центру массива под углами 30—35° на северо-западе и 70—80° на юго-востоке. Подобное же строение характерно для Кытлымского, Светлоборского, Нижне-Тагильского и других массивов платиноносного пояса (Решитько, 1961).

Гусевогорский пироксенитовый массив, с которым пространственно и генетически связаны ванадийсодержащие титаномагнетитовые руды, в плане представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело. Длина его около 8,5 км, ширина до 4,6, площадь около 22 км², падение на восток под углом 75—80°. Расположен Гусевогорский массив в северо-восточном крыле брахисинклинали. С запада массив ограничен крупным тектоническим нарушением субмеридионального направления. В этой части массива значительное распространение имеют горнблендиты (рис. 97).

По составу пироксениты Гусевогорского массива диаллаговые, оливиновые, роговообманковые, плагиоклазовые. Диаллаговые пироксениты в основном

слагают центральную часть массива, тогда как оливиновые пироксениты преобладают в северо-восточной и юго-западной его частях. Роговообманковые и плагиоклазовые пироксениты встречаются обычно в зоне перехода пироксенитов к габбро. Среди пироксенитов (главным образом оливиновых) в виде линзовидных обособлений встречаются верлиты, изредка оливиниты. Структура ультрабазитов массива среднезернистая, крупнозернистая, иногда гигантозернистая. В породах, хотя и не везде четко, проявлена полосчатость. На отдельных участках верлиты и оливиновые пироксениты сильно серпентинизированы.

Значительно распространены в пироксенитах жильные образования, представленные главным образом плагиоклазитами, реже габбро и мелкозернистыми пироксенитами (гусевитами).

Титаномагнетитовое оруденение главным образом связано с диаллаговыми и роговообманковыми пироксенитами и в меньшей степени с другими разновидностями ультрабазитов. Жильные породы обычно безрудны.

На месторождении по данным разведки выделяется несколько рудных залежей: Главная, Западная, Северная, Промежуточная I, Промежуточная II, Промежуточная III, Восточная, Южная, Выйская. Форма рудных залежей сложная. Переход от рудных пироксенитов к безрудным оливиновым пироксенитам обычно постепенный. Основные запасы титаномагнетитовых руд сосредоточены в Главной, Северной, Западной и Промежуточной I залежах. Наибольшей ванадиеносностью характеризуются руды Западной залежи (0,1% V).

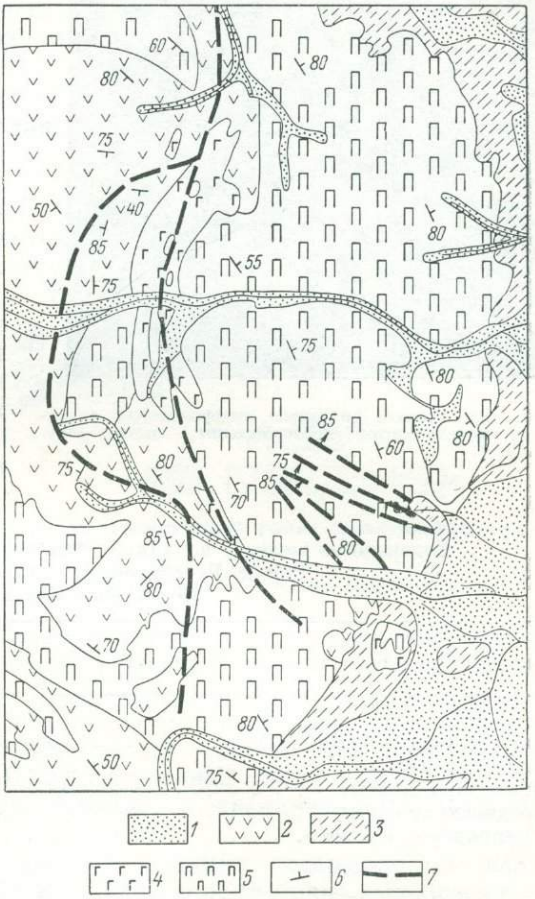


Рис. 97. Схематическая геологическая карта Гусевогорского месторождения. По *В. Фоминых* и др. (1967).

1 — аллювиальные и делювиальные отложения; *2* — габбро; *3* — амфиболиты; *4* — горнблендиты; *5* — пироксениты; *6* — направление полосчатости пироксенитов и габбро; *7* — основные тектонические нарушения и зоны

В среднем в рудах месторождения содержится (в %): Fe 16,7; V 0,08 и Ti 0,73 (Фоминых и др., 1967).

Подавляющее распространение имеют вкрапленные руды, реже встречаются мелковкрапленные и шлировые. Основная масса титаномагнетита в рудных ультрабазитах заполняет пространство между железомагнезиальными силикатами (рис. 98).

По крупности главного рудного минерала вкрапленные руды делятся на пять типов (табл. 33): дисперсновкрапленные (менее 0,074 мм), тонковкрапленные

(0,074—0,2 мм), мелковкрапленные (0,2—1 мм), средневкрапленные (1—3 мм) и крупновкрапленные (более 3 мм). Концентрация ванадия в рудах возрастает с увеличением размеров вкрапленности титаномагнетита.

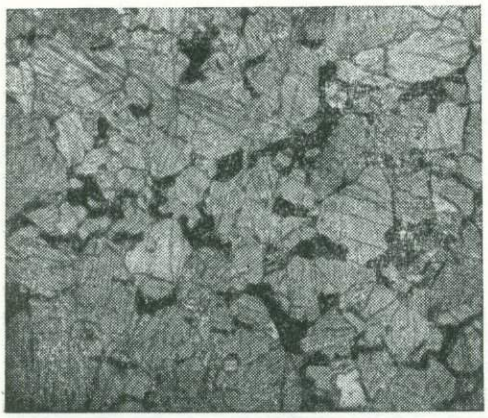


Рис. 98. Рудный диаллагит, сидеронитовая структура. Гусевогорское месторождение, шлиф 1094. Увел. 7.

Главный рудный минерал Гусевогорского месторождения — титаномагнетит — содержит до 0,48% ванадия. В породообразующих минералах концентрация ванадия ниже: в роговой обманке менее 0,09%, в диопсиде менее 0,03%, в оливине менее 0,003%. В ильмените (<0,1%), пирите, борните, халькопирите, присутствующих в рудах в качестве второстепенных минералов, ванадия содержится менее 0,03%.

Проведенное нами исследование продуктов обогатительной фабрики Качканарского ГОКа показало, что в титаномагнетитовом концентрате содержится 0,35%, агломерате 0,4% и в силикатных хвостах 0,037% ванадия.

Таблица 33

Содержание железа, ванадия и титана в различных текстурных типах руд Гусевогорского карьера (в вес. %). По *В. Фоминых* и др. (1967)

Тип руды по текстуре	Железо	Ванадий	Титан	Доля от общих запасов, %
Дисперсновкрапленные	16,8	0,071	0,68	5,0
Тонковкрапленные	17,2	0,073	0,79	23,7
Мелковкрапленные	17,8	0,084	0,82	44,3
Средневкрапленные	18,1	0,088	0,86	17,0
Крупновкрапленные	17,4	0,089	0,87	10,0

Первоуральское месторождение титаномагнетита в горнблендитах

Это месторождение находится в Первоуральском районе, в 44 км западнее г. Свердловска. Месторождение приурочено к Ревдинскому массиву, представляющему собой межформационную интрузию, которая на западе граничит с метаморфическими породами центрального Уральского антиклинория, а на востоке — с силурийскими породами зеленокаменной толщи. Массив вытянут в меридиональном направлении, ширина его 2000—3000 м, характеризуется зональным строением: центральная часть сложена горнблендитами, а периферические участки — породами габбрового состава (рис. 99). Горнблендиты, к которым приурочено титаномагнетитовое оруденение, залегают согласно с габбро. На участке месторождения полоса горнблендитов имеет

ширину от 1 км на севере до 100—150 м на юге. Рудные разности этих пород тяготеют к зоне восточного контакта с габбро; их падение близко к вертикальному. Здесь же между горнблендитами и обычными габбро наблюдаются участки такситового габбро, а сами горнблендиты часто крупнозернистые или гигантозернистые.

Сложены горнблендиты в основном роговой обманкой ($\leqslant 95\%$). Менее распространен титаномагнетит, который неравномерно распределен в теле горнблендитов (от нескольких до 30%, редко больше). Встречаются полевой шпат, обычно сильно измененный, из других нерудных минералов — эпидот, хлорит, аксинит, цоизит, гранат, апатит, а из рудных — ильменит, иногда халькопирит, борнит, пирит.

Горнблендиты месторождения характеризуются неравномерной зернистостью. Согласно И. Малышеву (1957 г.), на месторождении выделяются мелкозернистые (менее 1 см), среднезернистые (1—2 см), крупнозернистые (2—5 см) и особокрупнозернистые горнблендиты с размерами зерен более 5 см. Переходы между отдельными разностями горнблендитов бывают и четкие, и постепенные.

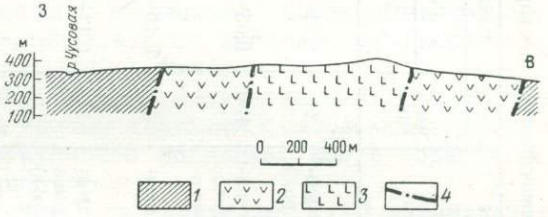


Рис. 99. Геологический разрез Первоуральского месторождения.

1 — метаморфические сланцы; *2* — габбро; *3* — горнблендиты; *4* — контакты пород (предполагаемые)

Количество титаномагнетита во вкрапленных рудах 20—30%, но в массивных рудах достигает 60—80%. Наиболее распространены бедные вкрапленные руды. Реже в горнблендитах встречаются небольшие шлиры длиной 0,2—0,3 м (иногда до 2,5 м), а также жилообразные обособления массивного титаномагнетита. Титаномагнетит обычно содержит большое количество мелких включений шпинели; реже встречается ильменит (структура распада твердого раствора).

Среднее содержание ванадия в титаномагнетите из шлиров немного больше (0,49%), чем во вкрапленном титаномагнетите (0,43%) из горнблендитов. В ильмените содержится ванадия 0,14%, в роговой обманке 0,07%, в халькопирите 0,004%, в полевом шпате 0,003%, в аксините 0,033%, в эпидоте 0,05%.

Руды месторождения характеризуются низкими содержаниями железа (14—16%). Однако легкая их обогатимость, повышенная ванадиеносность титаномагнетита (до 0,53%) при относительно невысоких содержаниях титана (около 3%), возможность использования горнблендитовой щебенки при изготовлении бетона делают эксплуатацию Первоуральского месторождения рентабельной.

Кроме рассмотренных магматических месторождений ванадия, относящихся к габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала, в СССР известны и другие. Основные данные о ванадиеносности мегматических месторождений, относящихся к различным формациям, обобщены в табл. 34 (Борисенко, Лапин, 1971). Сведения о ильменит-магнетитовых месторождениях Кусинской группы (Урал) приведены в разделе «Титан».

За рубежом ведущее место по запасам и добыче ванадия занимают месторождения бушвельдского комплекса, из руд которого ежегодно получают около 35—40% ванадия, производимого в капиталистических странах.

Таблица 34

Содержание ванадия и титана в титаномагнетите магматических месторождений (в вес. %)

Магматическая формация	Тип руд	Примеры месторождений	Ванадий			Титан		
			Число проб	Содержание		Число проб	Содержание	
				от—до	среднее		от—до	среднее
Габбро-диорит-диабазовая	Массивные и вкрапленные в габбро и габбро-амфиболитах	Кусинское, Медведевское, Копанское (Урал)	41	0,31—0,62	0,42	121	3,36—12,78	5,90
Габбро-пироксенит-дунитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в пироксенитах, верлитах, габбро и горнблендитах	Гусевогорское, Качканарское, Висимское, Волковское, Первоуральское (Урал)	136	0,05—0,84	0,35	257	0,61—4,32	1,81
Габбро-монцонит-сиенитовая	Вкрапленные в оливинитах, пироксенитах, габбро	Сваранцское, Камакарское (Армения)	19	0,16—0,34	0,22	19	0,71—2,22	1,46
Габбро-сиенитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в оливинитах, перидотитах, пироксенитах, габбро, амфиболитах	Елеть-Озеро (Сев. Карелия), Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров)	17	0,11—0,45	0,31	20	2,86—11,64	7,14
Дифференцированных габбровых и норитовых интрузий	Массивные в норитах, анортозитах, габбро, пироксенитах	Месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР)	10	0,20—0,98	0,56	10	7,24—9,48	8,27
Габбро-диабазы формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов	Вкрапленные в габбро-диабазах	Пудожгорское, Койкарское (Карелия)	68	0,40—0,73	0,55	29	6,0—13,0	9,20
Анортозитовая	Вкрапленные и массивные в габбро, анортозитах, пироксенитах, оливинитах	Кручининское (Забайкалье), Чинейское (Вост. Сибирь), Цагинское (Кольский полуостров)	20	0,12—0,55	0,35	19	6,2—13,6	7,45
Щелочно-ультраосновная	Шлирово-вкрапленные в оливинитах и пироксенитах	Кугда, Бор-Урях, Одихинча (Полярная Сибирь), Ковдор, Салма и др. (Кольский полуостров)	53	0,010—0,274	0,081	51	1,00—12,15	5,46

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения этого типа довольно широко распространены. Они известны в Африке, Аргентине, Мексике, США, Австралии. В большинстве случаев это относительно небольшие по масштабам месторождения ванадия, который концентрируется только в окисленных рудах (до 5,6%). Коренные руды полиметаллических месторождений содержат ванадий в очень небольшом количестве. В галените, сфалерите, халькозине, теннантите, энаргите, халькопирите, борните, сульфидах железа и других минералах первичных руд установлено менее $0{,}00n$—$0{,}0n$% ванадия. Очень редко в неизмененных породах отмечаются сульфиды с повышенным содержанием ванадия, например, германит содержит до 2,9% ванадия (Geier, Ottemann, 1970).

Наиболее значительные месторождения этого типа находятся в Африке: Берг-Аукас, Цумеб, Абенаб в Намибии; Брокен-Хилл в Замбии. Рудные тела имеют трубообразную форму; верхняя часть их сложена окисленными рудами, содержащими церуссит, смитсонит, малахит, азурит, англезит, минералы ванадия (деклуазит, купродеклуазит и ванадинит). Глубина, на которую распространяется зона окисленных руд, обычно не превышает нескольких сотен метров от земной поверхности. Однако и на нижних горизонтах встречаются участки окисленных руд, что связано с циркуляцией подземных вод в горизонтах, характеризующихся повышенной пористостью.

Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды африканских месторождений в среднем содержат 1,1—1,7% ванадия. Почти весь концентрат, добываемый сейчас в Намибии и содержащий около 1,2 тыс. т ванадия (годовая добыча), вывозится для переработки в ФРГ.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ванадий отмечается в рудах многих осадочных месторождений, но повышенные его концентрации встречаются относительно редко. Все промышленные месторождения ванадия этого типа находятся за рубежом.

Осадочные месторождения ванадия по способу образования делятся на две группы (Холодов, 1968): 1) сингенетические (россыпи, железорудные месторождения, бокситы, угли, кремнисто-углистые сланцы, пластовые фосфориты); 2) эпигенетические (уран-ванадиевые месторождения в пестроцветах, нефть, твердые асфальтиты и др.). Сингенетические месторождения в разрезе и на площади контролируются преимущественно одной фацией, что связано с общностью процесса рудо- и породообразования. Наиболее четко это видно на примере россыпей. Эпигенетические месторождения, наоборот, обычно секут различные фации, что связано с наложенными более поздними по отношению к вмещающим породам процессами рудообразования. Форма рудных тел для месторождений этого типа часто весьма сложная, они могут быть приурочены к толщам пород различного возраста.

Прибрежно-морские россыпи (черные пески) иногда содержат до 0,67% ванадия. Главным концентратором ванадия является титаномагнетит. В СССР современные россыпные месторождения ванадийсодержащего титаномагнетита известны на Черноморском побережье Грузии (Урекское), на побережье Каспийского моря (Ленкоранский и Астаринский районы), на Курильских островах (о-ва Итуруп, Кунашир, Парамушир). Однако все они характеризуются относительно небольшими запасами. За рубежом крупные россыпные месторождения

известны в Новой Зеландии (запасы около 800 тыс. т V_2O_5). Накопление ванадийсодержащего титаномагнетита в россыпях, как правило, связано с разрушением пород основного состава.

Подчиненное положение занимают аллювиальные россыпи титаномагнетита, например, в долинах рек Кусы, Сатки, Куваши, Черной, Копанки, Ай на Урале. Образовались они за счет выветривания габброидов Кусинской интрузии. Запасы ванадия в месторождениях этого типа ограниченные.

Фосфориты СССР, относящиеся к различным разновидностям (пластовые, зернистые, конкреционные и др.), содержат мало ванадия (в %): пластовые фосфориты Каратау 0,005—0,018, желваковые фосфориты Вятско-Камского месторождения 0,0022—0,011, месторождения районов Брянска и Курска 0,0056—0,01 (Холодов, 1968). Однако в США известны более высокие концентрации ванадия, в особенности в пластовых фосфоритах Скалистых гор (пермский фосфоритоносный бассейн до 0,22%). Несмотря на относительно невысокие концентрации ванадия, как показывает опыт США, из отходов предприятий, перерабатывающих фосфориты, возможно получение V_2O_5.

Карнотитовые и роскоэлитовые месторождения в пестроцветах (тип «плато Колорадо») распространены во многих странах мира, особенно в США (штаты Юта, Аризона, Нью-Мексико и Колорадо). На плато Колорадо, площадь которого 609 × 720 км, месторождения приурочены к толще обломочных пород (алевролитам, песчаникам, гравелитам, конгломератам) палеозойско-мезозойского чехла. Эксплуатируемые месторождения, как правило, комплексные уран-ванадиевые. Высокие концентрации ванадия (до 1,7%) характерны для песчаников, содержащих также 0,18—0,34% U_3O_8, часто медь (около 0,5%).

Карнотит, урановая смолка, тюямунит и другие рудные минералы содержатся в цементе песчаников. Оруденение приурочено к аллювиальным и аллювиально-озерным отложениям, часто содержащим органические остатки. Форма рудных тел разнообразна: линзы, гнезда, роллы. Обычно они залегают согласно со слоистостью вмещающих пород, но в ряде случаев встречаются и секущие тела. Размеры отдельных тел небольшие (длина до 200 м, мощность до 10 м). Наиболее значительные урано-ванадиевые месторождения приурочены к верхнеюрской формации Моррисон (Амброзия-Лейк, шт. Нью-Мексико), триасовым формациям Шайнарамп (Монумент-Велли, шт. Аризона) и Чинл (Биг-Индиан-Уош, шт. Юта). До настоящего времени руды этого типа являются одним из главных сырьевых источников ванадия США.

Нефть. Повышенной ванадиеносностью характеризуются высокосернистые сорта нефти, например нефти Урало-Волжской провинции. Однако даже в тяжелых сортах нефти концентрация ванадия не превышает 0,03%. Только в нефтяных золах содержание ванадия может достигать нескольких десятков процентов. Например, в золах месторождений Ишимбаево, Бугуруслан, Туймазы, Краснокамск и других установлено от 0,6 до 48% ванадия (Л. Гуляева, 1954 г.). В пределах Волго-Уральской провинции выделено несколько участков, где распространена нефть, содержащая повышенное количество ванадия: Жигулевско-Пугачевское поднятие, Татарский свод и юго-восточный склон Русской платформы (Деменкова и др., 1958).

На распределение ванадия в нефтях влияют региональный и стратиграфический факторы (Катченков, 1963). Для СССР наиболее богаты ванадием золы нефти из каменноугольных отложений Волго-Уральской области (12,9%) и золы девонской нефти Ухты (16,4%). В других регионах концентрация ванадия меньше: в кембрийских отложениях Восточной Сибири 0,014%, в каменноугольных Украины 0,0013%, в юрских Мангышлака 0,02%, в нижнемеловых

Северо-Восточного Кавказа и Эмбы — 0,06%, в третичных Туркмении 0,2%, Сахалина 0,16—4,6%, Ферганы 0,17% (Флегонтова, 1969).

В СССР ванадий из нефти не извлекается. Однако опыт Канады, где работает завод по переработке венесуэльской нефти, указывает на возможность получения ванадия в промышленных масштабах. В 1966 г. на этом заводе получено 160 т V_2O_5. В ближайшие годы в Канаде предполагается наладить получение ванадия из нефтеносных песков провинции Альберта, в которых содержится 0,024% ванадия (в остаточных нефтепродуктах — 4%). В 1974 г. в Австралии должен вступить в строй завод по извлечению V_2O_5 из битуминозных сланцев Квинсленда, район Джулия-Крик (около 5 тыс. т в год).

Патронит в асфальтитах. Единственное месторождение этого типа Минас-Рагра, из руд которого, начиная с 1907 г., извлекали ванадий в значительных количествах, находится в Перу. Оно представлено жилообразной залежью, содержащей твердые битумы, обогащенные патронитом (VS_4). Протяженность залежи 90—100 м, мощность 8—12 м. Вмещающие породы представлены глинистыми сланцами, песчаниками и известняками мелового возраста. Содержание ванадия в рудной массе около 6,2%, в золе до 36,4%. В настоящее время месторождение выработано.

В СССР повышенные содержания ванадия установлены в асфальтитах Саткинского, Велиховского, Капровского месторождений на Южном Урале (до 37,4% в золе). Однако запасы ванадия на них невелики, например, на Саткинском месторождении не более нескольких тысяч тонн (Холодов, 1968).

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Известны немногочисленные месторождения этой серии, из руд которых извлекают ванадий. Наиболее хорошо изучено эксплуатируемое в настоящее время ильменит-магнетитовое месторождение Отанмяки в амфиболитах Финляндии. Район месторождения сложен древними гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов. К амфиболитам приурочены две рудные зоны, в которых сосредоточены линзовидные тела, сложенные магнетитом и ильменитом. Руды преимущественно массивные. В течение последних лет из руд месторождения Отанмяки ежегодно получают магнетитовый концентрат, содержащий около 1300 т ванадия. В СССР повышенной ванадиеносностью характеризуются ильменит-магнетитовые руды, приуроченные к амфиболитам Белорусского кристаллического массива, Новоселковское рудопроявление; в магнетите этого рудопроявления содержится 0,3% ванадия.

Другим метаморфогенным месторождением ванадия является Уилсон-Спрингс в США. Это месторождение приурочено к зоне аргиллизации, которая расположена на контакте нефелиновых сиенитов и кристаллических сланцев древних метаморфических толщ гор Уичита. Главными концентраторами ванадия (около 1%) являются глинистые минералы. Возможно, что на обогащение ванадием этих минералов повлияло выветривание, которому подверглись метаморфизованные породы. В настоящее время из руд месторождения получают около 4,5 тыс. т V_2O_5 в год.

В эндогенных титаномагнетитовых, ильменит-магнетитовых, гематит-ильменитовых месторождениях сосредоточены основные запасы промышленных руд ванадия (Борисенко, 1970). К числу других наиболее реальных сырьевых источников ванадия в СССР, для которых за рубежом уже известен опыт попутного его извлечения, следует отнести нефть (высокосернистые сорта) и фосфориты. Кроме того, перспективными в отношении ванадия являются осадочные

железные руды, в которых при относительно невысоких содержаниях ванадия (менее 0,11%) заключены большие запасы этого элемента, а также россыпи ильменита (табл. 35).

Таблица 35

Типы перспективных ванадийсодержащих месторождений СССР

Генетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промышленный компонент	Содержание ванадия в руде, %	Главные минералы-концентраторы ванадия (содержание в них ванадия, вес. %)	Примеры месторождений
Магматические	Титаномагнетитовые в габбро-диабазах	Fe	0,18—0,26	Титаномагнетит (0,40—0,73)	Пудожгорское (Карелия)
Гидротермальные	Магномагнетитовые в долеритах (ангаро-илимский тип)	Fe	0,2—0,5	Магномагнетит (0,4—0,6)	Камышевский Байкитик (Якутия)
Осадочные	Железные руды (окисные и морские осадочные оолитовые руды)	Fe	0,011—0,11	—	Лисаковское, Керченское, Аятское, Бокчарское
	Углисто-кремнисто-глинистые сланцы	V, Mo, Re, Pb, Ag, Cr	0,015—0,9	Сульванит (13,0—14,2), роскоэлит (11,8—16,2)	Баласаускандык (Казахстан)
	Бокситы	Al	0,03—0,095	—	Северо-уральский, Тихвинский районы
	Россыпи ильменита	Ti	—	Ильменит 0,015—0,16	Украина

Практический интерес для отечественной промышленности могут представить титаномагнетитовые руды в габбро-диабазах (Пудожгорское), магномагнетитовые руды отдельных месторождений ангаро-илимского типа (Камышевский Байкитик) и некоторые другие железные руды эндогенных месторождений. Однако большинство гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений характеризуются низкими концентрациями ванадия (0,0*n*%). К числу перспективных ванадийсодержащих руд относятся углисто-кремнисто-глинистые сланцы Казахстана и Средней Азии и бокситы (см. табл. 35). Возможности широкого использования перспективных ванадийсодержащих руд в основном связаны с разработкой соответствующей технологии, позволяющей экономически выгодно получать ванадий и сопутствующие ему полезные компоненты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П. Современные проблемы изучения базитового магматизма. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 1, с. 3—15.

Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П., Инина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 1—160.

Борисенко Л. Ф. Сырьевая база ванадия в зарубежных странах и основные тенденции в ее освоении. — В кн.: Редкие

элементы. Сырье и экономика. М., Изд. ИМГРЭ, вып. 4, 1970, с. 22—31.

Борисенко Л. Ф. О перспективных типах ванадийсодержащих руд. — В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М., Изд. ИМГРЭ, вып. 6, 1972, с. 57—63.

Борисенко Л. Ф., Лапин А. В. О концентрациях элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений различных типов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 6, с. 1441—1444.

Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И. О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 4, с. 40—53.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 1—319. (Труды ИГЕМ, вып. 65.)

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.

Деменкова П. Я., Захаренкова Л. Н., Курбатская А. П. О связи ванадия и никеля с компонентами нефтей Волго-Уральской области. Гостоптехиздат, 1958, с. 186—213. («Труды ВНИГРИ», вып. 117.)

Ефимов Ю. В., Барон В. В., Савицкий Е. М. Ванадий и его сплавы. М., «Наука», 1969, с. 5—12.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. — В кн.: Избранные труды. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 380—390.

Катченков С. М. К геохимии элементов семейства железа в нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 23—26. («Труды ВНИГРИ», вып. 212, геохим. сб. № 8.)

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, с. 1—385.

Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л., Изд-во АН СССР, 1934, с. 1—264. («Труды Уральск. фил. АН СССР», вып. 1.)

Решитько В. А. Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклиналях габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 9, с. 7—9.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, т. 5, 1962, с. 17—81.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. — В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 34—48.

Флегонтова Е. И. Микроэлементы в нефтях. Л., Гостоптехиздат. 1969, с. 185—188. («Труды ВНИГРИ», вып. 279, геохим. сб. № 10.)

Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. Пироксениты Качканара. Свердловск, Изд. Уральск. фил. АН СССР, 1967, с. 1—84.

Холодов В. Н. Ванадий. М., «Наука», 1968, с. 1—245.

Geier B. N., Ottemann I. New Primary Vanadium, — Germanium, — Gallium, — and Tin — Minerals from Pb—Zn— Cu—Diposit Tsumeb, South West Africa. Miner. deposits, 1970, vol. 5, No. 1, p. 29—40.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Основным сырьем алюминиевой промышленности как в СССР, так и в других странах мира являются бокситы; из них в нашей стране производится около 90% глинозема. В последние годы промышленностью освоен также способ производства глинозема из нефелиновых и алунитовых руд. Перспективно получение алюминия и его сплавов из высокоглиноземистых пород (кианитов, силлиманитов, каолинов и других) электротермическим путем, минуя стадию глиноземного производства.

Дореволюционная Россия не имела алюминиевой промышленности, а небольшая потребность алюминия удовлетворялась за счет импорта, который в 1913 г. составил 1600 т. Вопрос о создании отечественной алюминиевой промышленности был поставлен в первые годы Советского государства. В 1917—1935 гг. была произведена разведка Тихвинского месторождения бокситов, на базе которого в 1932 г. построен Волховский, в 1933 г. — Днепровский алюминиевые заводы, а в 1938 г. — Тихвинский глиноземный завод.

В 1929—1931 гг. поисковые работы на Урале привели к открытию крупнейшего в Советском Союзе Северо-Уральского бокситоносного района. В годы Великой Отечественной войны на Урале была создана алюминиевая промышленность. Здесь разведаны месторождения бокситов Северо-Уральского и Южно-Уральского районов, на базе которых построены Уральский и Богословский алюминиевые заводы. В послевоенное время усиленные поиски бокситов проводились по всей стране. Особенно большие открытия были сделаны в 50-е и 60-е годы (Кирпаль, 1971$_1$).

В Северном Казахстане выявлены и разведаны месторождения бокситов, расположенные в трех бокситоносных районах: Амангельдинском, Западно-Тургайском и Центрально-Тургайском. На базе этих месторождений построен, а затем расширен Павлодарский алюминиевый завод. В Архангельской области открыты и разведаны месторождения бокситов Северо-Онежского бокситоносного района, на базе которых строятся бокситовые рудники.

В результате поисково-разведочных работ в Коми АССР открыты новые Южно-Тиманский и Средне-Тиманский бокситоносные районы. В районе КМА

выявлен новый Белгородский бокситорудный район с месторождениями Висловским, Белгородским, Беленихинским и др. В Красноярском крае открыты месторождения бокситов Чадобецкого и Приангарского бокситоносных районов.

В 1949 г. в Советском Союзе впервые в мировой практике в промышленном масштабе освоено производство глинозема из кольских нефелиновых концентратов. В Красноярском крае на базе разведанных запасов высокосортных нефелиновых руд (уртитов) Кия-Шалтырского месторождения построен Ачинский глиноземный завод. В ближайшие годы намечается промышленное освоение Горячегорского месторождения нефелиновых руд. На базе Тежсарского месторождения нефелиновых руд Армении построен Розданский горно-химический комбинат. Алунитовые руды Загликского месторождения используются для производства глинозема в Азербайджанской ССР. Однако бокситы еще долго будут оставаться основным сырьем алюминиевой промышленности.

Научно-технический прогресс невозможен без широкого использования алюминия в народном хозяйстве.

Мировое потребление алюминия неуклонно возрастает, и по объему производства алюминий занял второе место среди металлов после железа. Потребление алюминия на душу населения в 1966 г. составило (в кг):

США	15,6	Великобритания	6,7
Бельгия	11,9	Франция	6,1
Швейцария	10,8	Австрия	6,3
Норвегия	10,5	Швеция	5,8
Канада	9,1	Япония	4,3
ФРГ	7,4		

Производство первичного алюминия в капиталистических и развивающихся странах за последние 30 лет по темпам роста в несколько раз опередило выплавку других цветных металлов. В 1968 г. получено 6,58 млн. т алюминия. т. е. почти в 9 раз больше, чем в 1940 г., когда его производство равнялось 0,74 млн. т. За это же время производство меди увеличилось в 1,8 раза, свинца — в 1,6 раза, цинка — в 2,2 раза.

В 1970 г. выплавка первичного алюминия составила (в тыс. т):

США	3607	Индия	161
Канада	964	Италия	147
Япония	733	Испания	117
Норвегия	527	Гана	108
Франция	381	Австрия	90
ФРГ	309	Другие страны	710
Австралия	190		
		Всего	8044

В ближайшие годы намечается рост производства алюминия. В США потребление алюминия составит в 1980 г. 5,7 млн. т, а в 2000 г. — 14,7 млн. т.

Для обеспечения все возрастающего производства алюминия непрерывно увеличивается добыча бокситов. В 1938 г. в капиталистических странах добыто 3,9 млн. т бокситов, в 1958 г. — 20,0 млн. т, в 1969 г. — 42,6 млн. т. Вероятно, в ближайшие годы уровень добычи бокситов в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах увеличится до 50 млн. т, а к 1980 г. достигнет 100 млн. т. В промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах общие запасы бокситов в 1968 г. составили 10 780 млн. т,

а достоверные и вероятные запасы — 3410 млн. т. Около 88% запасов бокситов приходится на приэкваторные районы, где широко распространены месторождения латеритного типа — в Австралии, Африке, Центральной и Южной Америке.

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Первой классификацией, которая учитывала генетические особенности образования бокситов и их геологические особенности, принадлежала А. Архангельскому (1937 г.), который все месторождения бокситов разделил на две большие группы, образовавшиеся в континентальных и прибрежно-морских условиях.

В 1946 г. М. Викулова разделила бокситовые месторождения по условиям и месту образования на пять основных типов: 1) латериты водораздельных плато; 2) лагунные; 3) озерные; 4) долинные (верховья депрессий овражного типа); 5) в углублениях древнего карста.

Ю. Горецкий (1960) выделяет три группы месторождений бокситов, основываясь на их связи с различными тектоническими областями и приуроченности к различным структурным зонам. В каждой группе месторождений внутри тектонических областей выделяются подгруппы с учетом характера вмещающих отложений. Типы бокситовых месторождений выделены по особенностям дорудного рельефа и условиям их залегания.

Всего Ю. Горецким выделено три группы и семь подгрупп месторождений. Среди групп и подгрупп по характеру дорудного рельефа он выделяет следующие основные типы бокситовых месторождений.

1. На устойчивых участках платформ:

1) в областях антеклиз — структурно-эрозионные, карстово-котловинные и структурно-эрозионные на лавовом покрове;

2) в окраинных частях синеклиз — структурно-эрозионные, структурно-эрозионные на лавовом покрове и долинно-эрозионные.

2. На подвижных участках платформ:

3) в окраинных частях синеклиз, выполненных угленосными толщами — структурно-эрозионные на лавовом покрове, карстово-котловинные, долинно-эрозионные;

4) в окраинных частях межгорных и предгорных прогибов — структурно-эрозионные и карстово-котловинные.

3. В геосинклинальных областях:

5) в районах взаимного перехода между геосинклиналями и платформами — рифогенно-карстовые и рифогенно-котловинные;

6) в окраинных геосинклинальных прогибах — рифогенно-котловинные, иногда карстово-рифогенные;

7) в пределах срединных массивов геосинклиналей — рифогенно-карстовые и карстово-котловинные.

Классификация Ю. Горецкого является большим шагом вперед, однако она не лишена недостатков. В ней не нашла отражения группа месторождений латеритных бокситов, которая дает больше половины запасов бокситовых месторождений мира и имеет огромное промышленное значение. Эта классификация была дополнена С. Спириным и другими, выделившими (1967 г.) группу месторождений коры выветривания.

В последние годы в связи с развитием широких геологоразведочных работ на платформенные бокситы мезо-кайнозойского возраста предложены

классификации этих месторождений для отдельных регионов: для Казахстана — Б. Тюриным (1958), Тургайского прогиба — Г. Кирпалем (1964), Мугоджарского района — Л. Киселевым (1963 г.), Сибирской платформы — Е. Пельтеком (1971) и др.

В Казахстане среди первичноосадочных хемогенных бокситов Б. Тюриным (1958) выделены следующие морфогенетические типы: 1) надконтактовый, или линейный; 2) карстовый (карбонатный и бескарбонатный); 3) плащевидный; 4) ложбинный; 5) валунно-останцовый (вторичный, механически переотложенный).

Месторождения бокситов Тургайской бокситоносной провинции Г. Кирпаль (1964) по форме и строению рудных залежей разделил на три основных типа: 1) карстовый; 2) карстово-котловинный; 3) пластообразный.

Л. Киселев (1970 г.) среди бокситовых месторождений Казахстана выделяет две группы: 1) месторождения устойчивых участков платформ, 2) месторождения, связанные с подвижными участками платформ. Среди указанных групп им выделены два типа: латеритные (псевдоморфные) и латеритно-осадочные (обломочно-бобовые). Последние делятся на два подтипа: расположенные на коре выветривания силикатных пород (склоновые, котловинные и присклоновые) и в карстовых депрессиях на карбонатных породах (карстово-надконтактовые, карстово-польевые и карстово-котловинные).

На территории Сибирской платформы Е. Пельтек (1971) бокситовые месторождения разделяет на первичные (элювиальные) и вторичные (осадочные), а среди последних выделяются первичноосадочные и переотложенные. По условиям формирования первичноосадочные месторождения разделяются на два морфологических типа: 1) прибрежные открытых бассейнов и лагун; 2) котловинные внутренних водоемов. Переотложенные месторождения также делятся на два типа: 1) карстово-котловинные, 2) контактово-карстовые с алюмисиликатными породами в лежачем (висячем) боку.

В последнее время Д. Сапожников ($1971_{1,2}$) предложил новую классификацию платформенных месторождений бокситов. По условиям образования они делятся на две группы: осадочные и остаточные; кроме того, им условно выделена третья группа — наложенных месторождений. Среди осадочных месторождений по положению относительно элементов древнего рельефа выделяются бокситы: 1) склоновые, 2) долинные (делювиальные и пролювиальные); 3) котловинные (озерные и болотные), 4) карстовые. Остаточные (латеритные) месторождения представлены одним останцовым типом, приуроченным к древним поверхностям выравнивания.

Г. Бушинский (1971) предложил свою классификацию бокситовых месторождений. Он разделил их на четыре группы: латеритные, комплексные, осадочные кластогенные и осадочные хемогенные. Осадочные кластогенные месторождения подразделяются на две подгруппы — месторождения на силикатных породах и месторождения на карбонатных породах. В подгруппе осадочных кластогенных месторождений на силикатных породах выделяются три типа: склоновый, долинный и присклоновый. Подгруппа месторождений на карбонатных породах разделяется на два типа — ближнекарстовый и дальнекарстовый.

При выделении различных групп, подгрупп и типов бокситовых месторождений с нашей точки зрения необходимо учитывать, во-первых, условия формирования (генезис) бокситов, во-вторых, приуроченность бокситовых месторождений к определенным структурным элементам земной коры, и, в-третьих, морфологию бокситовых залежей, находящуюся в прямой зависимости от дорудного рельефа, а также условия залегания и строение рудных залежей.

По условиям формирования месторождения бокситов нами разделяются на две группы: коры выветривания (латеритные) и осадочные (переотложенные). Каждая группа в зависимости от приуроченности бокситовых месторождений к основным структурам земной коры делится на подгруппы. Среди осадочных бокситовых месторождений выделяют две подгруппы: месторождения, приуроченные к геосинклинальным областям, и месторождения платформенных областей.

Таким образом, среди бокситовых месторождений СССР выделяются и описываются следующие группы:

I. Коры выветривания (латеритные).

Месторождения — Висловское (Воронежская антеклиза), Высокопольское (Украинский щит), Вежаю-Ворыквинское (Тиманский кряж).

II. Осадочные (переотложенные).

1. Месторождения геосинклинальных областей — Северо-Уральская, Южно-Уральская, Салаирская группы и Боксонское месторождение.

2. Месторождения древних платформ — Северо-Онежская, Тихвинская и Южно-Тиманская группы (Русская платформа), Чадобецкая и Приангарская группы и Татарское месторождение (Сибирская платформа и Енисейский кряж).

3. Месторождения молодых платформ — Краснооктябрьское, Белинское, Наурзумское и Амангельдинская группа (Тургайский прогиб).

В СССР для получения глинозема кроме бокситов используются и другие виды алюминиевого сырья. Среди них выделяют:

I. Нефелиновые руды (Кия-Шалтырское, Горячегорское, Тежсарское и др. месторождения).

II. Алунитовые руды (Загликское и другие месторождения).

III. Кианитовые руды (месторождения Кейвской группы).

IV. Каолины и высокоглиноземистые глины (Ангренское месторождение).

КОНДИЦИИ И ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ К КАЧЕСТВУ БОКСИТОВ

Во всех странах мира основным минеральным сырьем для производства глинозема, из которого путем электролиза получают алюминий, служат бокситы. Они состоят главным образом из свободного глинозема, а также окислов железа, каолинита, двуокиси титана и других соединений. Главную промышленную ценность бокситов определяют гидраты глинозема в форме моногидратов (диаспор, бемит) и тригидратов (гиббсит).

В зависимости от содержания глинозема и величины кремневого модуля ($Al_2O_3 : SiO_2$) определяются области применения различных бокситов (Инструкция по применению классификации запасов..., 1962). В СССР технические требования, предъявляемые к бокситам, регламентируются за редким исключением ГОСТом 972—50* (табл. 36).

Боксит, предназначенный для производства глинозема, не должен содержать серы более 0,7% в марках Б-1, Б-2, Б-7, Б-8 и более 1% в марках Б-3, Б-4, Б-5. Боксит марок Б-1, Б-2, Б-7 и Б-8 выпускается двух сортов в зависимости от содержания углекислоты: первый сорт с содержанием углекислоты до 1,3%, второй сорт с содержанием углекислоты свыше 1,3% от веса сухого боксита.

В боксите, предназначенном для производства глинозема способом спекания (марки Б-3, Б-4 и Б-5), допускается пониженное содержание окиси алюминия за счет увеличения содержания углекислого кальция.

---

* В настоящее время разрабатывается новый ГОСТ для бокситов.

Таблица 36

Технические требования к бокситам

Марка боксита	Содержание Al_2O_3 в пересчете на сухое вещество, вес. %	$Al_2O_3 : SiO_2$ (кремневый модуль)	Назначение
Б-В	52,0	12,0	Производство электрокорунда
Б-0	52,0	10,0	
Б-1	40,0	9,0	Производство глинозема, электрокорунда и глиноземистого цемента
Б-2	46,0	7,0	Производство глинозема, плавленных огнеупоров и глиноземистого цемента
Б-3	48,0	5,0	
Б-4	42,0	3,5	Производство глинозема и огнеупоров
Б-5	40,0	2,6	
Б-6	37,0	2,1	Производство огнеупоров мартеновское производство
Б-7	30,0	5,6	Производство глинозема и глиноземистого цемента
Б-8	28,0	4,0	Производство глинозема

В боксите, который идет для производства электрокорунда, устанавливается следующее содержание окиси кальция: для боксита марок Б-В и Б-О — не более 0,5%, для боксита марки Б-1 не более 0,8%; содержание серы не более 0,3%.

В боксите для мартеновского производства содержание серы не должно превышать 0,2%, содержание фосфора — 0,6% (в расчете на P_2O_5).

В боксите для производства глиноземистого цемента содержание серы не должно превышать 0,5%. В боксите для производства плавленных огнеупоров содержание окиси кальция не должно превышать 1,5%, серы — 0,5%.

Указанный ГОСТ 972—50 предусматривает технические требования к бокситам, перерабатываемым тремя основными способами, применяемыми в настоящее время в СССР — гидрохимическим (Байера), спекания и комбинированным способом (Байера — спекания). Бокситы марок Б-В, Б-0, Б-1 и Б-2 могут перерабатываться по гидрохимическому способу Байера при температуре 225° С; бокситы марок Б-7 и Б-8 перерабатываются также по этому способу, но при температуре 105° С; бокситы марок Б-3, Б-4 и Б-5 могут перерабатываться по способу спекания. Бокситы марки Б-6 для производства глинозема не используются. Марки Б-7 и Б-8 характеризуют бокситы, в которых глинозем находится в виде гидраргиллита. Остальные марки включают моногидратные и тригидратные бокситы («Требования промышленности..., 1962»).

В зарубежных странах общепринятых технических требований к бокситам не существует. Имеется лишь разработанный сортамент бокситов для отдельных районов и месторождений. Алюминиевая промышленность зарубежных стран базируется на использовании месторождений высокосортных бокситов геосинклинального типа Карибского и Средиземноморского бассейнов и латеритного типа Северной Австралии, Западной Африки и северо-восточной части Южной Америки.

В настоящее время в Советском Союзе используются главным образом высокосортные бокситы геосинклинального типа Северо-Уральского бассейна и в меньшей степени бокситы платформенных месторождений Амангельдинского

17 Заказ 485

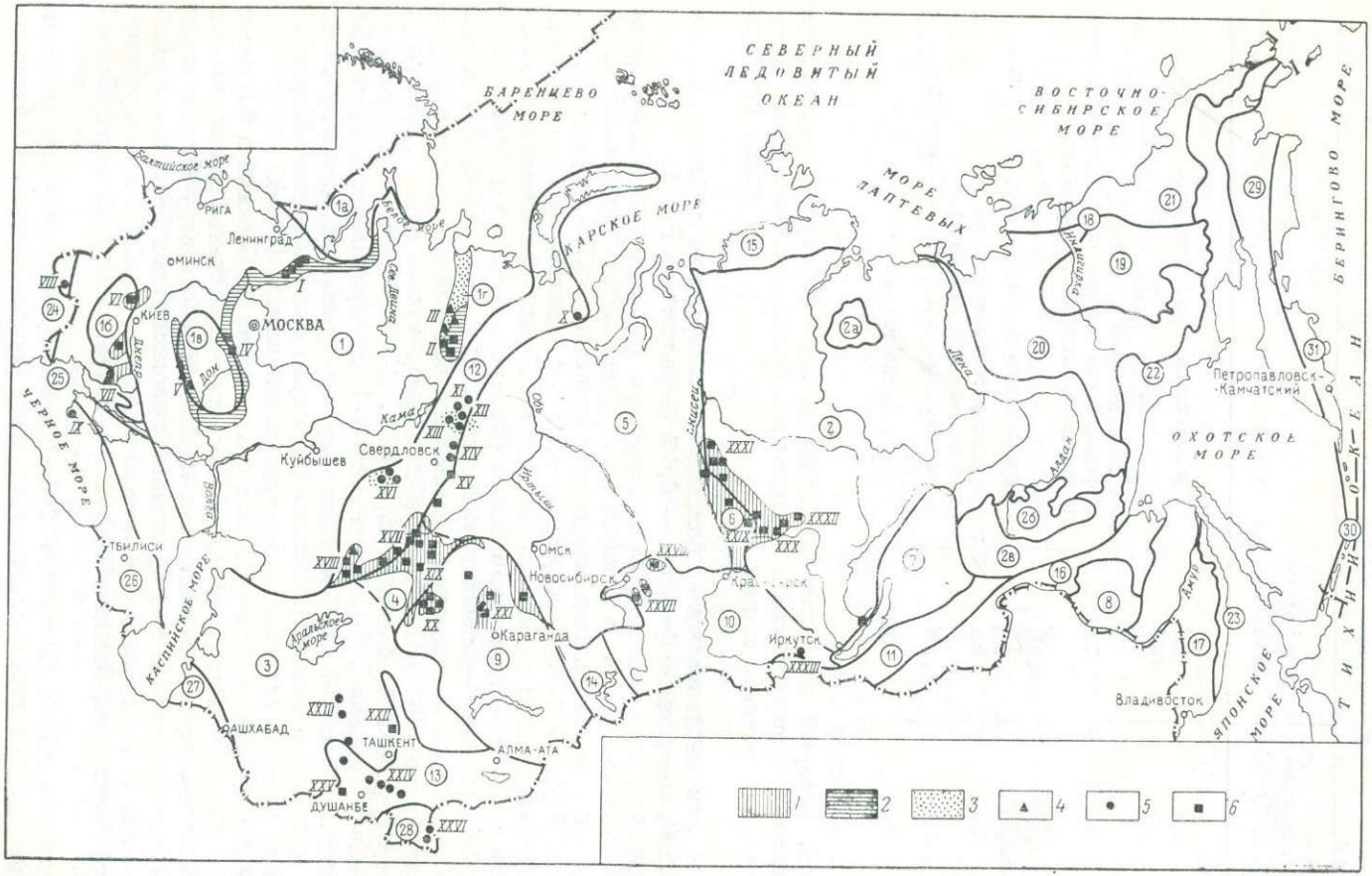


Рис. 100. Схема размещения бокситовых месторождений СССР.

1—3 — области развития бокситоносных осадков: *1* — мезозойских и кайнозойских, *2* — каменноугольных, *3* — девонских; *4—6* — месторождения бокситов: *4* — остаточные (латеритные) коры выветривания, *5*— осадочные (переотложенные) геосинклинальных областей, *6* — осадочные (переотложенные) платформенных областей.

Группы или месторождения бокситов: *I* — Тихвинская, *II* — Южно-Тиманская, *III*— Средне-Тиманская, *IV* — Тульские, *V* — Белгородская, *VI* — Смелянское, *VII* — Высокопольское, *VIII* — Рударенское, *IX* — Басман-Кермен, *X* — Щучинское, *XI* — Ивдельская, *XII* — Североуральская, *XIII* — Карпинская, *XIV* — Алапаевская, *XV* — Каменск-Уральская, *XVI* — Южно-Уральская, *XVII* — Западно-Тургайская, *XVIII* — Мугоджарская, *XIX* — Центрально-Тургайская, *XX* — Амангельдинская, *XXI* — Целиноградская, *XXII* — Причимкентская, *XXIII* — Актауские, *XXIV* — Южно-Ферганские, *XXV* — Кайракские, *XXVI* — Памирские, *XXVII* — Салаирская, *XXVIII* — Барзасская, *XXIX* — Татарская, *XXX* — Приангарская, *XXXI* — Бахтинская, *XXXII* — Чадобецкая, *XXXIII* — Боксонское.

и Тихвинского районов. В ближайшее время увеличение добычи бокситов будет осуществляться за счет освоения месторождений бокситов платформенного типа Западно-Тургайского и Северо-Онежского районов.

ЭПОХИ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Бокситовые месторождения размещены на территории Советского Союза неравномерно (рис. 100). Образование бокситов происходило на протяжении почти всей истории земной коры, но протекало оно неравномерно. Максимумы бокситообразования сменялись периодами, в которых бокситы не формировались. Стратиграфическое расчленение запасов бокситов в СССР показывает, что наиболее интенсивное бокситонакопление происходило в среднем девоне, нижнем карбоне и мелу, а для зарубежных стран максимальное бокситообразование протекало, по-видимому, в неоген-четвертичное время. Образование бокситов на протяжении геологической истории пульсационно и прогрессивно возрастает от более древних к более молодым эпохам. Это объясняется увеличением на поверхности земли площадей с благоприятными для возникновения бокситов палеогеографическими и палеоклиматическими условиями.

Образование различных типов бокситовых месторождений также происходило неравномерно: в одни эпохи накапливались преимущественно геосинклинальные бокситы, в другие главным образом латеритные и осадочные месторождения платформенных областей.

Эпохи с благоприятными для образования и сохранения бокситов климатическими, палеогеографическими и палеотектоническими обстановками неоднократно повторялись в истории планеты (рис. 101). Н. Страхов (1947 г.) впервые поставил вопрос о стратиграфической приуроченности бокситов к определенным геологическим эпохам. Для территории СССР он выделил шесть эпох бокситообразования: 1) верхнесилурийскую или среднедевонскую; 2) нижнесреднекаменноугольную; 3) раннемезозойскую (юрскую); 4) меловую (от апта до сенона включительно); 5) палеогеновую (в частности, эоценовую); 6) верхненеоген-четвертичную.

Открытия последних лет дали возможность Д. Сапожникову (1971) несколько уточнить ранее выделенные эпохи бокситонакопления. Им выделены следующие эпохи: 1) нижнекембрийская; 2) средне-верхнедевонская; 3) нижнесреднекаменноугольная; 4) нижнемезозойская; 5) средне-верхнеюрская; 6) альб-сеноманская; 7) верхнемеловая; 8) палеоцен-эоценовая.

Анализ последних данных показывает, что для всех континентов целесообразно выделить следующие эпохи бокситообразования: 1) позднепротерозойско-кембрийскую; 2) среднедевонскую; 3) позднедевонскую; 4) раннекаменноугольную;

Основные структуры. Древние платформы (цифры в кружках): 1 — Русская платформа (1а — Балтийский щит, 1б — Украинский кристаллический щит, 1в — Воронежская антеклиза, 1г — Тиманский кряж), 2 — Сибирская платформа (2а — Анабарский кристаллический массив, 2б — Алданский щит, 2в — Становая складчатая система). Молодые (эпигеосинклинальные) платформы: 3 — Скифско-Туранская плита, 4 — Тургайский прогиб, 5 — Западно-Сибирская плита. Складчатые области и системы: 6 — Енисейский кряж, 7 — Байкальская складчатая система, 8 — Буреинский срединный массив, 9 — Казахстанская складчатая область, 10 — Алтае-Саянская складчатая область, 11 — Забайкальская складчатая система, 12 — Уральская складчатая система, 13 — Тянь-Шаньская складчатая область, 14 — Зайсанская складчатая система, 15 — Таймырская складчатая система, 16 — Монголо-Охотская складчатая область, 17 — Сихотэ-Алинская складчатая система, 18 — Верхояно-Чукотская складчатая область, 19 — Колымо-Омолонский срединный массив, 20 — Яно-Кольмская складчатая система, 21 — Чукотская складчатая система, 22 — Охотско-Чукотская область, 23 — Восточно-Сихотэ-Алинская область, 24 — Карпатская складчатая система, 25 — Крым, 26 — Кавказская складчатая система, 27 — Копет-Даг, 28 — Памир, 29 — Корякско-Камчатская складчатая область, 30 — Курильская дуга, 31 — Восточно-Камчатская область

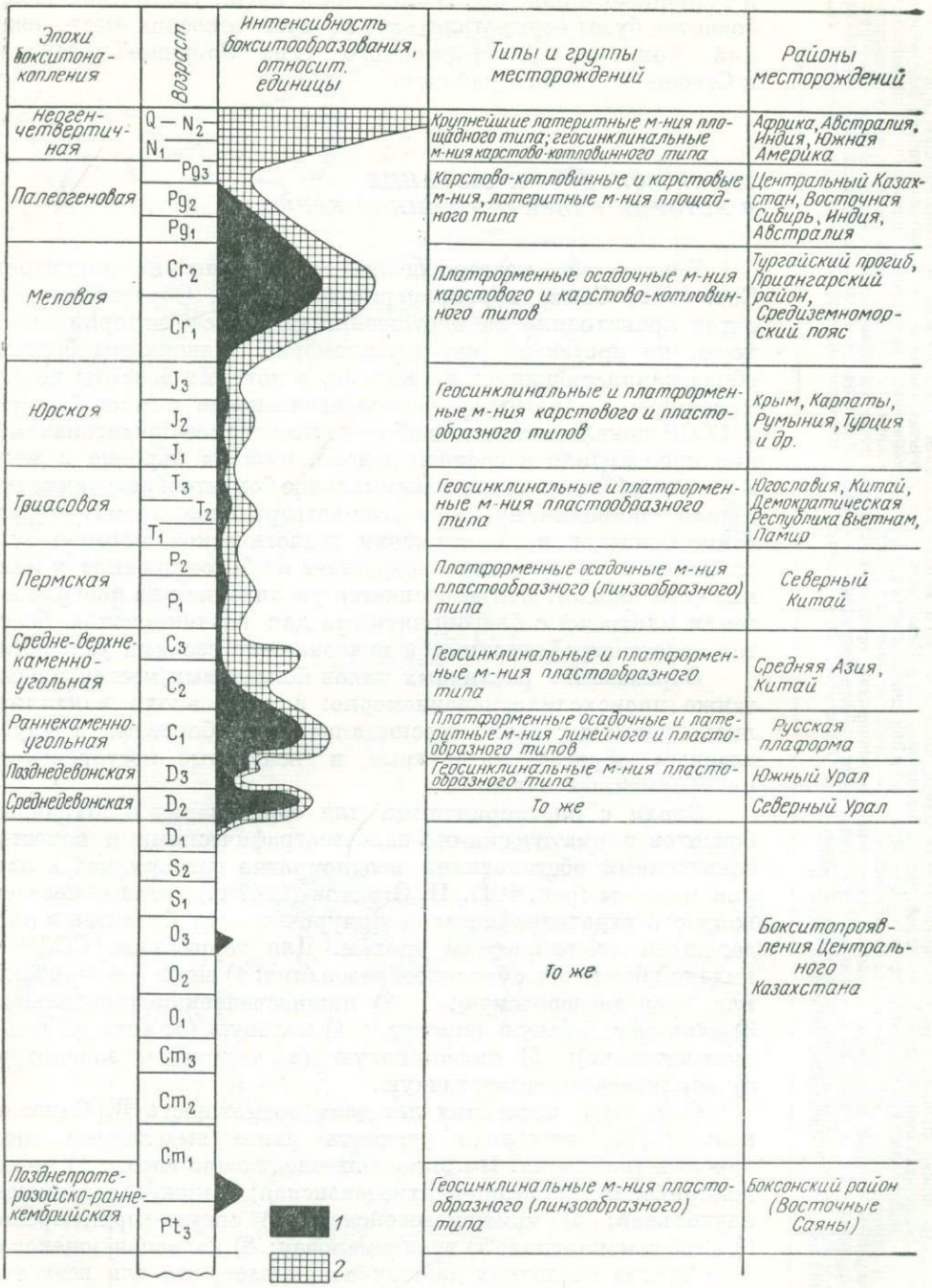


Рис. 101. Стратиграфическое распределение интенсивности бокситообразования по эпохам бокситонакопления

1 — интенсивность бокситообразования в СССР; *2* — интенсивность бокситообразования в мире

5) средне-верхнекаменноугольную; 6) пермскую; 7) триасовую; 8) юрскую; 9) меловую; 10) палеогеновую; 11) неогенчетвертичную. Почти в каждую эпоху происходило образование как геосинклинальных, так и платформенных бокситов. В некоторых из них установлено наличие латеритных бокситов.

Позднепротерозойско-кембрийская эпоха. В эту эпоху происходило формирование бокситов преимущественно в геосинклинальных условиях. К раннерифейскому (возможно, среднепротерозойскому) этапу приурочены самые древние бокситопроявления как в СССР, так и в других странах мира. Они залегают среди древних платформенных образований пурпольской свиты тепторгинской серии, развитой вдоль восточной окраины Патомского нагорья (В. Головенок, 1964 г.). Здесь, среди глинистых отложений встречены конкреции (до 1 м в диаметре), тонкие линзы и прослои диаспоровых бокситов с содержанием глинозема до 52% и средним содержанием кремнезема 17%.

В последнее время в Юдомо-Майском районе Сибири в основании лахандинской свиты среднего рифея на шести участках выявлены кондиционные бокситы с кремневым модулем 2—5,3.

В раннекембрийский этап происходило образование бокситов на Боксонском месторождении, где залежи залегают среди мощной толщи доломитов и известняков нижнего кембрия, будучи приуроченными к крупному поднятию нижнепротерозойских и архейских пород. В пределах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и на Алтае бокситопроявления и метаморфизованные высокоглиноземистые породы встречены в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах пород кембро-протерозойского времени. В Ханкайском районе в делювиальной брекчии известняков маркушевской свиты средневерхнекембрийского возраста встречены обломки бокситов диаспор-бемитового состава.

К геосинклинальному типу этой эпохи относятся также бокситовые месторождения Китая, приуроченные к мощным толщам известняков кембрия (возможно, и ордовика).

Среднедевонская эпоха. В отложениях этой эпохи сосредоточены наиболее высококачественные и крупные месторождения геосинклинального типа Северного Урала, а также Салаирского кряжа. В последнее время бокситы среднедевонского возраста установлены в Щучинском синклинории Полярного Урала.

В эту эпоху происходило образование бокситовых месторождений исключительно в геосинклинальных областях на территории Северо-Уральской и Салаирской бокситоносных провинций. Рифогенные карбонатные фации среднего девона, с которыми связано образование крупных пластообразных месторождений бокситов Северного Урала, как правило, приурочены к окраинным частям и частично внутренним выступам герцинской геосинклинали. Образование их протекало в условиях теплого и влажного климата. Промышленные месторождения среднедевонской эпохи в настоящее время известны только в пределах Советского Союза. Образование бокситов в девоне началось, по-видимому, еще в конце нижнедевонского времени. Этот уровень предположительно выделен в Верхне-Бердском районе Центрального Салаира.

В среднедевонскую эпоху на Урале выделяют в основном три (в некоторых случаях до 6), а в Салаирском районе четыре уровня бокситообразования. Наиболее продуктивным как на Урале, так и в Салаирском районе является нижнеэйфельский стратиграфический уровень (субровский горизонт на Урале). К этому уровню приурочены наиболее крупные и высококачественные месторождения Северо-Уральского бассейна, а также некоторые

месторождения Ивдельского района. В Салаирском районе к этому уровню отнесены преобладающее большинство запасов бокситов Бердско-Майского и Обуховского месторождений.

Вторым уровнем в среднедевонском этапе является верхнеэйфельский. В это время на Урале происходило образование бокситов богословского горизонта, к которому относятся некоторые месторождения Карпинского, Нижне-Туринского, Алапаевского, Ивдельского и Нижне-Сергинского районов. В Салаирском районе в верхнеэйфельское время выделяют два уровня бокситообразования. Они установлены на Обуховском месторождении. Некоторые исследователи на Урале в верхнем эйфеле выделяют также два уровня (горизонта).

Третий уровень среднедевонской эпохи бокситообразования относится к нижнеживетскому времени. В это время происходило формирование некоторых месторождений Ивдельского района и северного фланга Северо-Уральского бассейна.

Позднедевонская эпоха. Эта эпоха бокситообразования также проявилась только на территории СССР, в пределах западного склона Урала. Для нее характерно накопление красноцветных толщ, представленных аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и мергелями, а также карбонатными отложениями преимущественно доломитового состава. Эти осадки имеют признаки жаркого аридного климата.

В позднедевонскую эпоху бокситы формировались в геосинклинальных областях. Характерным примером являются месторождения Южно-Уральского бокситоносного района и другие бокситопроявления западного склона Урала, хотя некоторые геологи считают, что бокситовые месторождения Южно-Уральского района формировались в переходной зоне, включающей восточную окраину Русской платформы и западную часть Уральской геосинклинали.

На западном склоне Урала выделяют два стратиграфических уровня образования бокситов: нижнефранский (пашийский горизонт) и верхнефранский (орловский горизонт). В раннефранское время образование бокситов происходило в Чусовском и Красновишерском районах. К орловскому горизонту приурочены подавляющее большинство месторождений Южно-Уральского бокситоносного бассейна, а также Нижне-Сергинского района.

В 1970 г. бокситовые месторождения позднедевонской эпохи были выявлены в юго-восточной части Четласской антиклинальной структуры на Среднем Тимане. Это Вежаю-Ворыквинское и Верхне-Ворыквинское месторождения, которые по некоторым признакам можно отнести к латеритному типу.

Раннекаменноугольная эпоха. В эту эпоху на территории СССР происходило интенсивное бокситообразование. Оно охватило краевые части древней Русской платформы, где бокситоносные формации окаймляют материковые возвышенности, располагавшиеся в пределах Балтийского щита, Воронежского и Тиманского поднятий. Бокситоносные отложения в глубь областей осадконакопления, как правило, замещаются песчано-глинистыми угленосными осадками начальных этапов морской трансгрессии визейского времени.

Эта эпоха характеризуется образованием крупных осадочных и латеритных месторождений на древних платформах. Бокситообразование в это время происходило на многих участках Русской и Северо-Американской платформ. Особенно интенсивно бокситообразование проявилось в пределах Русской платформы. На ее территории формировались крупные осадочные месторождения в Северо-Онежском, Южно-Тиманском и Тихвинском районах, а также

латеритные (остаточные) месторождения Белгородского бокситоносного района КМА.

Для раннекаменноугольной эпохи бокситонакопления выделяются четыре стратиграфических уровня (горизонта): бобриковский, тульский, алексинский и михайловский.

Средне-верхнекаменноугольная эпоха. На территории СССР в эту эпоху формирование бокситов происходило главным образом в геосинклинальных условиях в пределах Южного Тянь-Шаня. Здесь выделяют до семи уровней бокситообразования, относящихся к намюрскому, башкирскому и московскому векам. Бокситы приурочены к рифогенным толщам, образованным в прибрежных зонах геосинклинальных областей. Однако месторождений с промышленными запасами бокситовых руд, образовавшихся в эту эпоху в геосинклинальных условиях, на территории СССР до настоящего времени не встречено.

В эту же эпоху возникли крупные месторождения бокситов на территории Китайской платформы в Ляопине, Шаньдуне, Юньнани и других провинциях.

Пермская эпоха. Месторождения бокситов пермской эпохи на территории СССР не известны, за исключением мелкого бокситопроявления, расположенного в Нахичеванской АССР. Образование платформенных месторождений, связанных с угленосными толщами, продолжалось в пермское время на территории Северного Китая и отчасти Кореи.

Триасовая эпоха. В триасовой эпохе установлено несколько этапов и стратиграфических уровней бокситообразования, однако крупных месторождений бокситов этого времени в нашей стране не выявлено. Имеются отдельные бокситопроявления, образование которых происходило как в геосинклинальных (Центральный Памир), так и в платформенных условиях — на Северном (Волчанское и Богословское) и Южном Урале (Орская депрессия), а также в Средней Азии (Коннов, 1972).

В триасе в платформенных условиях бокситы формировались в Северо-Восточном Китае и в геосинклинальных областях во Вьетнаме и Югославии.

Юрская эпоха. В эту эпоху образование бокситов происходило в несколько этапов как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. К раннеюрскому этапу относятся платформенные бокситы Майлисуйского месторождения и проявления низкокачественных бокситов в других местах Киргизии. Бокситопроявления среднеюрского этапа известны в Восточных Карпатах (Рударненское, геосинклинального типа) и на Русской платформе (Мячковское на р. Москве, платформенного типа). В позднеюрский (титонский) этап образование убогих бокситов происходило в геосинклинальных условиях в пределах Горного Крыма (Басман-Кармен), где бокситы приурочены к карстовым полостям.

В зарубежных странах наиболее интенсивное бокситонакопление в юрское время протекало на территории Румынии, Турции, возможно Греции и Югославии, где происходило формирование геосинклинальных месторождений бокситов.

Меловая эпоха. В течение меловой эпохи и раннего палеогена бокситообразование протекало почти непрерывно на огромных площадях СССР и зарубежных стран. В это время формировались латеритные месторождения в южной части Украинского щита и осадочные месторождения на территории Тургайской, Южно-Сибирской и Центрально-Сибирской бокситоносных провинций, а также в Зауралье, Причимкентском районе Средней Азии и в других местах нашей страны (Кирпаль, 1971_2). Бокситовые месторождения образовывались в основном в окраинных частях молодых платформ. Бокситоносные осадки приурочены к нижним частям покровного платформенного чехла и залегают

в большинстве случаев в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях, располагающихся на карбонатном ложе складчатого основания платформ.

Для меловой эпохи можно выделить несколько этапов бокситонакопления.

В апт-альбский этап бокситы формировались на западных и восточных склонах Мугоджар, на восточном склоне Урала, в Зауралье, Присалаирском районе, Чулымо-Енисейской впадине, Средней Азии и в пределах Украинского щита (Смелянский и Володарско-Волынский районы, а также возможно Высокопольское и Южно-Никольское месторождения).

Альб-сеноманский этап бокситообразования наиболее интенсивно проявился в центральной части Тургайского прогиба (Наурзумское, Кушмурунское, Западно-Убаганское и другие месторождения), частично в Западно-Тургайском районе, на Среднем Урале, в Енисейском кряже и юго-западной части Сибирской платформы (Чадобецкий район).

В сеноман-туронский этап максимальное бокситонакопление происходило на западном борту Тургайского прогиба в пределах Краснооктябрьского, Белинского, Аятского и других месторождений.

В меловую эпоху интенсивное образование геосинклинальных бокситов протекало также на территории Венгрии, Италии, Франции, частично Греции, Турции и в ряде других стран.

Палеогеновая эпоха. Бокситоносные осадки палеогеновой эпохи тесно связаны с бокситовыми отложениями мела. Они, как правило, располагаются на тех же площадях, что и бокситы мелового (особенно верхнемелового) возраста. На территории СССР палеогеновая эпоха особенно интенсивно проявилась на восточном обрамлении Тургайского прогиба, где формировались промышленные месторождения бокситов карстового типа Амангельдинского бокситоносного района Центрального Казахстана. В Приангарском районе Центрально-Сибирской провинции образовывались месторождения также преимущественно карстового типа.

В зарубежных странах в палеогеновую эпоху латеритные месторождения бокситов формировались на древних платформах Восточной Австралии и Тасмании, возможно Индии и северо-восточной части Южной Америки, а также в Арканзасском районе США. В это же время образовывались геосинклинальные месторождения бокситов в пределах Средиземноморского бокситового пояса (Венгрия, Югославия, Греция и другие страны).

Неоген-четвертичная эпоха. В эту эпоху сформировались крупнейшие в мире латеритные месторождения бокситов, к сожалению, пока не установленные на территории нашей страны.

В месторождениях этой эпохи сосредоточено около 80% запасов бокситов капиталистических и развивающихся стран. В неоген-четвертичное время формировались крупные месторождения как в геосинклинальных, так и в платформенных условиях. Геосинклинальные месторождения образовывались на Ямайке, в Доминиканской Республике и на Гаити. Крупнейшие платформенные месторождения этой эпохи расположены в Австралии, Индии и странах Экваториальной Африки (Теняков, Акаемов, 1972).

Таким образом, для территории СССР наиболее продуктивными являются позднепротерозойско-кембрийская, среднедевонская, раннекаменноугольная, меловая и палеогеновая эпохи. В зарубежных странах наиболее интенсивное бокситообразование происходило в триасовую, меловую, палеогеновую и особенно в неоген-четвертичную эпохи.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ЛАТЕРИТНЫЕ)

Латеритные месторождения бокситов в зарубежных странах имеют огромное значение, их запасы составляют больше половины запасов всех бокситовых месторождений, из них осуществляется больше половины добычи бокситов мира. В СССР латеритные месторождения бокситов выявлены в пределах Белгородского бокситоносного района КМА и на Среднем Тимане. В последнее время к латеритному типу стали относить Высокопольское месторождение, ранее считавшееся осадочным.

Латериты представляют собой продукты глубокого химического выветривания алюмосиликатных горных пород основного и среднего состава, образовавшихся в условиях тропического и субтропического климата, в результате интенсивной и длительной промывки пород теплой дождевой водой и выноса из них щелочных элементов и кремнезема, с накоплением свободных окислов алюминия, железа, титана (Теняков, 1971).

Латеритные бокситы образуются в результате совокупности факторов, основными среди которых являются: 1) континентальные перерывы в геологическом развитии региона; 2) тропический, субтропический или теплый умеренный влажный климат; 3) пенепленизированность суши (латериты приурочены преимущественно к останцам как молодого, так и древнего пенеплена); 4) спокойный тектонический режим; 5) благоприятные для бокситообразования исходные алюмосиликатные породы.

Висловское месторождение

Висловское месторождение бокситов находится в пределах Белгородского бокситоносного района КМА, расположенного в юго-западной части Воронежской антеклизы. Оно является наиболее крупным в районе и приурочено к южной части Яковлевского железорудного месторождения. Кроме Висловского в Белгородском районе выявлено Беленихинское месторождение, а также большое количество бокситопроявлений и перспективных участков. Подавляющее большинство месторождений и бокситопроявлений тяготеют к месторождениям богатых железных руд (Клекль, 1969).

Докембрийский кристаллический фундамент района Висловского месторождения сложен породами двух структурных ярусов (рис. 102). Нижний ярус сложен сильно метаморфизованными породами обоянской серии, среди которых выделяют биотит-плагиоклазовые и гранат-биотитовые гнейсы, плагиоклазовые и микроклиновые граниты, а также плагиограниты и их мигматиты нижнеархейского возраста. Верхний структурный ярус представлен породами нижнепротерозойского возраста, среди которых выделяют образования михайловской и курской серии, плагиограниты и их мигматиты, а также стойло-николаевский габбро-диоритовый комплекс.

Михайловская серия в нижней части сложена альбит-роговообманковыми амфиболитами и альбит-эпидотовыми сланцами, а в верхней части — кератофирами, кератоспилитами и их туфами, кварц-хлоритовыми и другими сланцами.

Породы курской серии разделены на три свиты: нижнюю (песчано-сланцевую), среднюю (железорудную) и верхнюю (известково-сланцевую). Нижняя свита представлена кварцевыми гравелитами, песчаниками, кварцитами, а также филлитовидными гранат-биотитовыми и двуслюдяными сланцами. Средняя свита сложена железистыми кварцитами, филлитовидными, углисто-

хлоритовыми, хлорит-серицитовыми сланцами. Верхняя свита образована кварц-серицитовыми, углисто-глинистыми, филлитовидными сланцами, алевролитовыми филлитами с прослоями мраморизованных известняков и углистых доломитов.

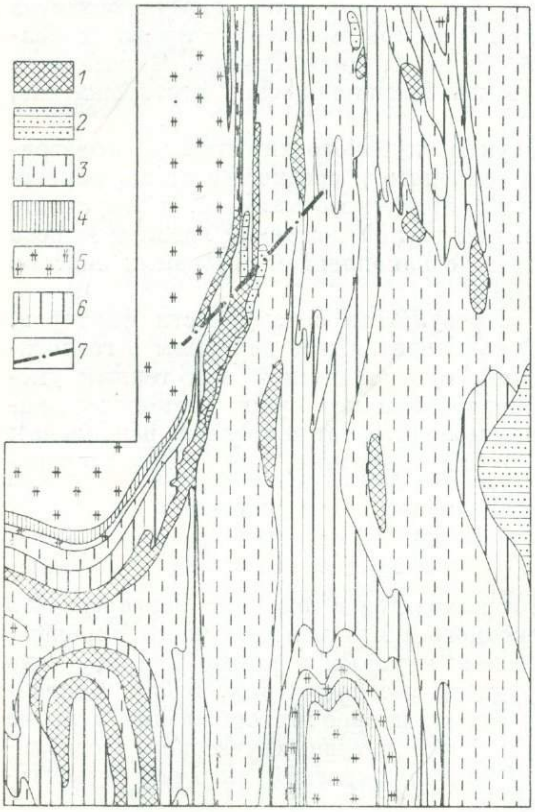


Рис. 102. Схематическая геологическая карта Висловского месторождения бокситов.

1 — бокситоносные коры выветривания; *2* — осадочные бокситы; *3* — филлитовидные, кварц-серицитовые, углисто-глинистые сланцы, алевритовые филлиты верхней курской свиты (породы, весьма благоприятные для образования бокситов); *4* — кератофиры, кератоспилиты и их туфы, кварц-хлоритовые и другие сланцы михайловской серии (породы, благоприятные для образования бокситов); *5* — плагиограниты, их мигматиты и полимигматиты (породы, малоблагоприятные и неблагоприятные для образования бокситов); *6* — железистые кварциты и железные руды (зоны наибольшего развития линейной коры выветривания); *7* — тектонические нарушения

Среди образований нижнего протерозоя значительно развиты плагиограниты и их мигматиты, а также породы стойло-николаевского габбро-диоритового комплекса, которые представлены серпентинитами, тальковыми и тремолитовыми сланцами, биотит-роговообманковыми сиенитами, микроклиновыми гранитами и их мигматитами.

В рельефе кровли докембрийского кристаллического фундамента наблюдаются линейно-вытянутые гряды и плато северо-западного простирания, которые возвышаются на 30—100 м над пенепленизированной поверхностью и часто разрезаны балками и оврагами глубиной 40—60 м.

Повсеместно на породах докембрийского кристаллического фундамента развита древняя кора выветривания линейного типа, мощностью от 5 до 170 м. В тектонически ослабленных зонах развита линейная кора выветривания, достигающая 700 м мощности. Бокситоносная кора выветривания латеритного типа наиболее широко развита на филлитовидных сланцах нижней и верхней свиты курской серии и метабазитах михайловский серии. Наиболее качественные бокситы приурочены к верхним частям коры выветривания.

На докембрийском кристаллическом фундаменте горизонтально залегают покровные образования, сложенные нижнекаменноугольными, средне- и верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми и четвертичными породами. Их мощность изменяется от 350 до 400 м в северной и до 700—1000 м в южной частях района (рис. 103). Нижнекаменноугольные отложения визейского яруса в нижней части представлены плотными известняками с прослоями аргиллитов и яшм, в верхней — окремненными, часто закарстованными известняками. Мощность их изменяется от нескольких до 180 м, но обычно составляет 30—70 м.

Осадки средней юры в нижней части представлены морскими серыми глинами, в верхней — переслаиванием алевритов с песчаниками. Верхняя юра сложена в основном морскими глинами с прослойками известняков и голубовато-серых песков, а также песчаников. Широко развитые меловые осадки (неоком — кампан) сложены песчаниками, глинистыми глауконит-кварцевыми песками, мергелем и мелом. Осадки палеогена представлены опоковидными глинами и глауконитовыми песками, а отложения неогена — песками. Четвертичные образования состоят из песков, глин и суглинков.

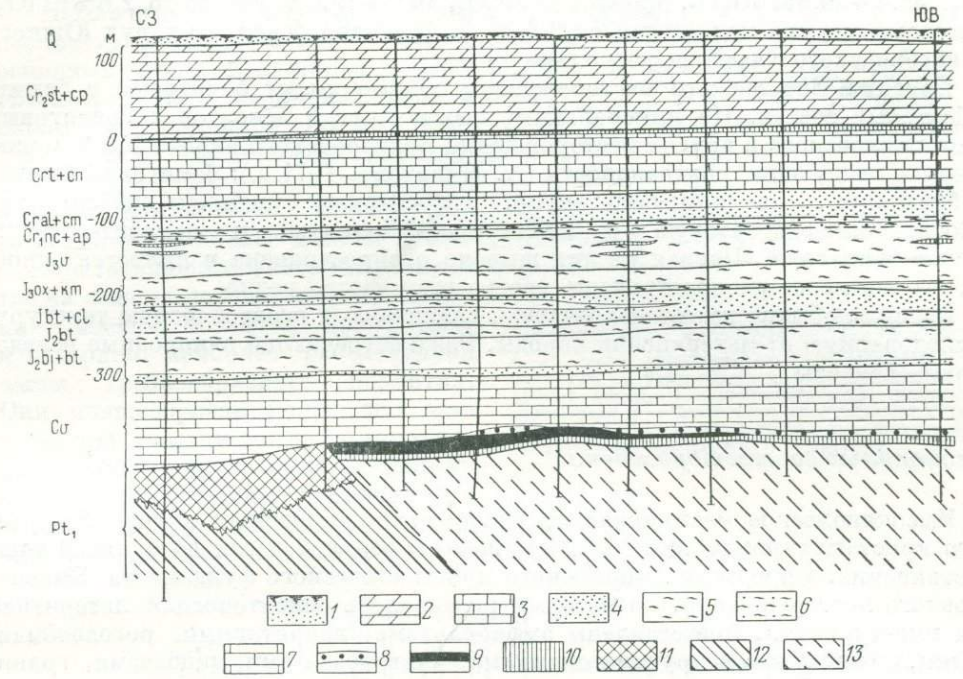


Рис. 103. Геологический разрез Висловского месторождения. Составил Г. Кирпаль по данным Белгородской ГРЭ.

1 — четвертичные отложения; *2* — мергели; *3* — мел; *4* — пески; *5* — глины; *6* — глинистые пески, песчаная глина; *7* — известняки; *8*—бокситы осадочные и железистые породы; *9* — бокситы остаточные; *10* — аллиты; *11* — мартитовые и мартит-гидрогематитовые железистые руды; *12* — магнетитовые кварциты; *13* — сланцы филлитовидные и хлорит-серицитовые

Кроме латеритных, в районе установлено наличие и осадочных бокситов. Первые из них развиты повсеместно, вторые установлены только на некоторых участках. Латеритные бокситы приурочены к верхним горизонтам коры выветривания филлитовидных сланцев нижней, средней и верхней свит курской серии протерозоя, а также к эффузивно-осадочной толще михайловской серии. Бокситоносная кора выветривания имеет в основном линейный характер развития, на некоторых участках она залегает в виде плащеобразных залежей. Залежи бокситов обычно располагаются в непосредственной близости от мощных залежей богатых железных руд, образуя с ними всхолмленные формы поверхности. Залежи бокситов имеют клинообразную форму и наклонены в сторону склона линейно-вытянутых холмов. Кора выветривания залегает непосредственно под каменноугольными отложениями визейского яруса. Бокситы располагаются на глубине 450—600 м.

Осадочные бокситы выполняют вытянутые депрессии или обширные мелкие углубления, расположенные на алюмосиликатных породах древнего фундамента или терригенно-карбонатных породах турнейского возраста.

Висловское месторождение бокситов является наиболее крупным в районе, в его пределах расположено четыре участка: Восточный, Западный, Южный и Белгородский. Наиболее крупными являются Восточный и Белгородский участки. Залежи Восточного участка предварительно разведаны. На этом участке сосредоточены наиболее качественные бокситы, содержащие 7,1—11,2% SiO_2, 49,4—50,6% Al_2O_3, 6,5—8,1% Fe_2O_3, 16,6—19,6% FeO и до 2,6% TiO_2; кремневый модуль колеблется от 2,6 до 7. Качество бокситовых руд Южного и Белгородского участков несколько хуже.

Бокситы Висловского месторождения обычно имеют бемитовый и бемит-гиббситовый состав. По минеральному составу среди бокситов и бокситовых пород Висловского и других месторождений Белгородского района КМА можно выделить следующие разновидности (А. Никитина, 1971 г.): бемитовую (шамозит-бемитовую. каолинит-бемитовую), гиббситовую (шамозит-гиббситовую, шамозит-бемит-гиббситовую и каолинит-гиббситовую) и шамозит-гематит-диаспор-бемитовую. Первая из них широко распространена и является основной, вторая менее распространена, третья встречается редко.

Бокситы обычно имеют полосчатую, сланцевую и псевдобобовую текстуру, унаследованную от материнской породы. Реже встречаются однородные псевдобобовые бокситы.

Высокопольское месторождение

Высокопольское месторождение расположено на южном склоне Украинского кристаллического щита и приурочено к верхней части латеритной коры выветривания. Породы докембрийского кристаллического фундамента Высокопольского месторождения, по которым развивалась бокситоносная латеритная кора выветривания, представлены амфиболитами, хлоритовыми, роговообманковыми, слюдистыми и другими сланцами, ультрабазитами, диабазами, гранитами и их мигматитами.

Латеритные бокситы месторождения образуют верхнюю зону коры выветривания кристаллических пород основного состава. Наиболее крупные залежи латеритных руд приурочены к амфиболитам, хлоритовым и роговообманковым сланцам. Признаки бокситоносности установлены также в коре выветривания щелочных пород (рис. 104).

Докембрийский кристаллический фундамент и латеритная кора выветривания перекрыты горизонтально залегающими осадками платформенного чехла, которые в нижней части сложены морскими зеленовато-серыми пластичными глинами среднеэоценового возраста. На последних расположены осадки киевской свиты, представленные серыми мергелистыми глинами, мергелями, алевритами и алевролитами. Вышележащая харьковская свита образована глауконитовыми песками, зелеными глинами и марганцевой рудой. Неогеновые отложения представлены известняками, мергелями, песками и глинами тортонского, сарматского, мэотического и понтического ярусов. Образования четвертичной системы сложены лессовидными суглинками, бурыми и красно-бурыми глинами. Суммарная мощность покровных осадков составляет 60—80 м.

Высокопольское месторождение состоит из 10 небольших залежей бокситовых руд, которые образуют неправильную полосу. По данным исследований

Ю. Басса (1971), бокситовые залежи приурочены к верхней части латеритного профиля выветривания амфиболитов, сланцев (хлоритовых и роговообманковых) и серпентинитов. Залежи расположены в основном вдоль северной части амфиболитовой полосы. Размеры и форма залежей обусловлены составом и рельефом коры выветривания докембрийских пород (рис. 105).

В погребенном рельефе область распространения коры выветривания основных пород выделяется в виде гребнеобразного поднятия длиной около 30 км и шириной в среднем 2 км. По обе стороны поднятия расположены крупные депрессии, от которых в разных направлениях отходит разветвленная сеть более мелких притоков, разделяющих указанное поднятие на отдельные возвышенные участки. Залежи бокситов приурочены к северной, наиболее расчлененной части гребнеобразного поднятия. Они плащеобразно покрывают приподнятые участки древнего рельефа, отсутствуя, как правило, в депрессиях. Залежи обычно неправильной формы, контуры их имеют многочисленные выступы и заливы. Бокситовые залежи залегают горизонтально и только в отдельных случаях наклонены под углами 3—5°, редко до 10°.

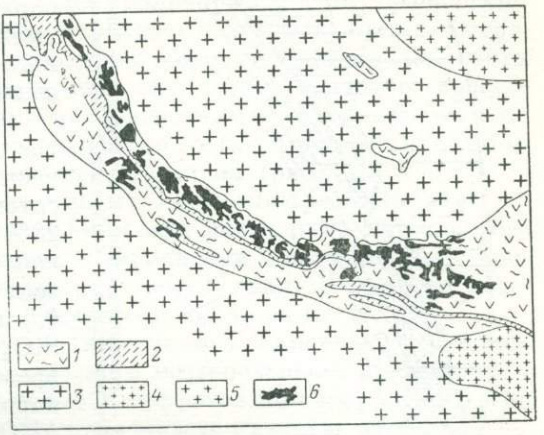


Рис. 104. Схема расположения бокситовых залежей Высокопольского месторождения. По *Ю. Бассу.*

1—4 — кора выветривания: *1* — амфиболитов и подчиненных им ультрабазитов, *2* — гнейсовидных слюдистых пород, *3* — плагиоклазовых гранитов и их мигматитов, *4* — плагиоклаз-микроклиновых гранитов (житомирских) и их мигматитов; *5* — плагиоклазовые граниты и их мигматиты; *6* — бокситы

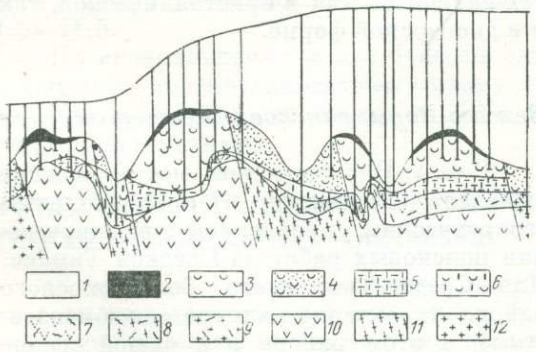


Рис. 105. Геологический разрез Высокопольского месторождения. По *М. Славутскому.*

1 — отложения четвертичной, неогеновой и палеогеновой систем; *2* — бокситы; *3* — пестроокрашенные железистые бескварцевые каолины; *4* — светлые каолины с кварцем; *5* — монтмориллонитовые породы; *6* — гидрослюдисто-каолинитовые породы; *7—9* — разрушенные, выщелоченные породы: *7* — амфиболиты, *8* — гнейсы, *9*— граниты; *10* — амфиболиты и связанные с ними сланцы (хлориты, роговообманковые и др.); *11* — биотитовые гнейсы; *12* — плагиоклазовые граниты

Бокситы представлены каменистыми, рыхлыми и реже глинистыми разновидностями. Среди них выделяют бокситы с реликтовой текстурой материнских пород (чаще всего сланцев), с псевдобрекчиевидной текстурой, с переходными текстурами от брекчиевидной к бобовым, с бобовой структурой и трубчатой текстурой. Часто вблизи поверхности крупных глыб бокситов хорошо видна типичная бобовая структура, по направлению к центру глыбы количество бобовин уменьшается и в ряде случаев в середине глыбы наблюдаются бокситы с реликтами материнских структур. Это свидетельствует о латеритном происхождении бокситов Высокопольского месторождения.

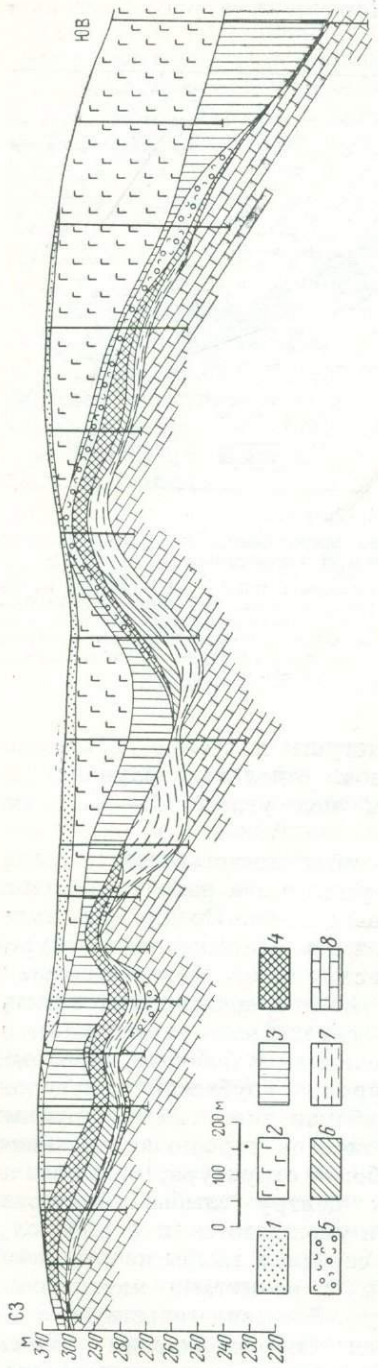


Рис. 106. Геологический разрез Вежаю-Ворыквинского месторождения.
1 — четвертичные рыхлые отложения; *2—6* — нижнефранские образования; *2* — базальты, *3* — песчаники, глины, алевролиты, *4* — бокситы, *5* — туфы, *6* — аллиты; *7* — каолинит-гидрослюдистые глины коры выветривания; *8* — доломиты и известняки быстринской свиты верхнего рифея

Помимо описанных руд коры выветривания на месторождении известны осадочные бокситы среди континентальных образований бучакской свиты, но они не имеют практического значения из-за низкого качества руды и незначительных запасов.

В разрезе латеритных залежей бокситов выделяются три горизонта. В верхней части залегают бурые железняки с гиббситом мощностью 0,5 м и содержанием 20% Al_2O_3, 7% SiO_2 и 55% Fe_2O_3. В средней части расположен бокситовый горизонт гиббситового состава мощностью 1,5 м, содержащий 38,05% Al_2O_3, 8,55% SiO_2 и 25,25% Fe_2O_3. Нижний горизонт представлен гиббсит-каолинит-железистой породой мощностью 1—1,5 м, содержащей Al_2O_3 около 35%, Fe_2O_3 30% и имеющей повышенное содержание SiO_2 (15—17%). Суммарная мощность залежи обычно 2,5 м.

По минеральному составу бокситы относятся к гиббситовому, гиббсит-гидрогётитовому и гиббсит-каолинитовому типам. Среднее содержание отдельных минералов в бокситах следующее (в %): гиббсита 43; бемита 4; каолинита 18; гидрогётита, гидрогематита и гётита 31; ильменита 2; кварца 1. Гиббсит в бокситах находится как в кристаллической, так и в дисперсной форме.

Вежаю-Ворыквинское месторождение

Вежаю-Ворыквинское месторождение выявлено Ухтинским территориальным геологическим управлением при проведении поисковых работ на Среднем Тимане. Для Средне-Тиманского бокситоносного района характерно наличие ранее неизвестных в этом районе и в нашей стране предположительно латеритных месторождений бокситов нижнефранского возраста, а также осадочных бокситопроявлений визейского возраста, аналогичных южнотиманским. К настоящему времени в этом районе выявлено два месторождения — Вежаю-Ворыквинское и Верхне-Ворыквинское.

Вежаю-Ворыквинское месторождение находится в юго-восточной части Четласской горст-антиклинальной структуры. Залежи бокситов расположены на верхнерифейских доломитах, доломитизированных известняках и сланцах быстринской свиты. Эти породы в верхней части сильно разрушены, превращены в глыбы и обломки, заключенные в темно-коричневых, желтых, бурых и серо-зеленых глинах. На карбонатных и сланцевых породах быстринской свиты широко развиты продукты коры выветривания, сложенные красными, красно-бурыми, желтыми и желтовато-зелеными алевритистыми и песчанистыми глинами гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого состава мощностью до 20 м. Часть или вся эта толща, возможно, является осадочной (рис. 106).

На породах быстринской свиты или на их коре выветривания залегает бокситовмещающая толща, сложенная свежими или интенсивно выветрелыми туфами и туффитами, аллитами, бокситами, алевролитами и песчаниками с прослоями аргиллитоподобных, алевритистых и углистых глин. Участками алевриты и глины сильно каолинизированы. Мощность толщи 30 м.

По данным геологов Ухтинского геологического управления бокситы Вежаю-Ворыквинского и Верхне-Ворыквинского месторождений представляют собой латеритную кору выветривания туфов и туффитов нижнефранского возраста. Бокситы легкие, пористые, имеют коричневато-красную окраску. Под микроскопом в них наблюдается литокластическая структура туфа, в обломках которого видны порфиробласты плагиоклаза, замещенные бемитом.

На бокситах или терригенных осадках залегают плотные афанитовые базальты, которые также имеют нижнефранский возраст. Мощность базальтов, лежащих над бокситами, составляет 10—20 м, а за пределами рудных залежей 60—70 м. На базальтах залегают осадочные породы также нижнефранского возраста, представленные песчаниками, алевролитами и глинами.

На Вежаю-Ворыквинском месторождении известна одна крупная залежь, вытянутая в субширотном направлении. Глубина залегания кровли бокситов 0,5—25,8 м, абсолютные отметки подошвы — 249—281 м. Содержание глинозема по отдельным пробам колеблется в пределах 36,6—55,2%, Fe_2O_3 20,2—35%, TiO_2 2,1—4,0%, CaO 0,11—0,56%, S до 0,03%; кремневый модуль 1,5—11,5.

По минеральному составу бокситы отнесены к гематит-шамозит-бемитовому и диаспор-гематит-шамозит-бемитовому типам. Бокситы сложены в основном бемитом (45—50%), диаспором (до 10%), а также шамозитом, гётитом, гематитом, гидрогематитом.

ОСАДОЧНЫЕ (ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Впервые в самостоятельный генетический тип месторождения бокситов геосинклинальных областей выделены А. Пейве (1947) для Урала. Эти месторождения залегают на закарстованной поверхности карбонатных пород и образовались во время континентальных перерывов в накоплении морских осадков. Геосинклинальные месторождения известны как в СССР, так и за рубежом, будучи приуроченными к герцинским и альпийским складчатым сооружениям, возникшим на месте Уральской, Алтае-Саянской, Тянь-Шаньской, Средиземноморской и других геосинклиналей (В. Григорьев, 1968 г.).

Геосинклинальные бокситы, как отмечает Г. Бушинский (1967 г.), залегают среди морских карбонатных отложений на поверхности карбонатных пород, лишенных терригенного материала. Формирование месторождений

бокситов происходило вслед за перерывом в осадконакоплении. Для этой группы месторождений наблюдается цикличность в образовании осадков. Каждый цикл начинается бокситовым горизонтом, который сменяется вверх темно-серыми битуминозными и затем серыми рифоподобными известняками. Формирование дорудной закарстованной поверхности на карбонатных породах в различных геосинклинальных областях происходило в разные этапы их развития. Карст иногда возникал вскоре после заложения геосинклинали, и развитие его продолжалось почти на всех этапах ее истории. Формирование карста и накопление бокситов происходило во время континентальных перерывов на известняках мелководного происхождения. В мелководных районах достаточно небольшого поднятия земной коры, чтобы море отступило, появилась суша и началось выветривание и образование карста. Затем происходит небольшое опускание и образовавшиеся бокситоносные осадки погружаются ниже уровня моря и перекрываются новым слоем пород.

Бокситы геосинклинальной группы располагаются как в краевых частях геосинклинальных областей, что характерно для месторождений Южно-Уральского бокситоносного района, Крыма и Карпат, а также к внутренним частям геосинклинальных областей (Сапожников, $1971_{1,2}$) — месторождения Северо-Уральского района, Южной Ферганы, Бердско-Майское на Салаире, бокситовые месторождения Югославии, Австрии и др.

В геосинклинальных областях бокситы, как правило, занимают определенное стратиграфическое положение. Они приурочены к перерывам в осадконакоплении и всегда располагаются выше поверхности несогласия. Эти перерывы обычно кратковременны и прослеживаются в толще пород одного яруса или горизонта. В некоторых случаях формирование бокситов связано с более длительными перерывами, когда бокситы залегают на границе фундамента и осадочного чехла платформенных областей.

Наиболее благоприятны для поисков бокситов районы, где рудоносные карбонатные породы расположены вблизи поднятий, сложенных породами, по которым могла развиваться кора выветривания,служившая источником рудных компонентов при формировании бокситов (эффузивные породы основного и среднего состава, различные сланцы и др.).

Формирование месторождений происходило в пределах узких, линейно-вытянутых бокситоносных зон, которые иногда повторяются, смещаясь во времени от геосинклинали к прилегающей платформе. Месторождения этого типа распространены в нижнем кембрии, девоне, юре, мелу и палеогене (Теняков и др., 1971, 1972).

Верхняя поверхность пластообразных залежей бокситов обычно ровная, а нижняя неровная, обусловленная неровностями рифовых известняков и дорудным карстом. Бокситоносные толщи обычно смяты в складки и нарушены разрывами.

Бокситы геосинклинальных областей отличаются высоким и выдержанным качеством и устойчивой мощностью рудных тел. Преобладают моногидратные диаспор-бемитовые, диаспоровые и бемитовые разности бокситов, а слабо дислоцированные месторождения мелового и палеогенового возраста содержат гиббсит.

Месторождения этого типа развиты в Северо-Уральском, Южно-Уральском, Боксонском и других бокситоносных районах СССР, а также в Венгрии (Бардоши, 1957), Франции, Югославии и других странах. Наиболее крупной провинцией геосинклинальных месторождений бокситов в СССР является Уральская бокситоносная провинция, в пределах которой расположено

несколько бокситоносных районов: Северо-Уральский, Южно-Уральский, Ивдельский, Карпинский, Алапаевский, Нижне-Сергинский. Наиболее крупными районами являются Северо-Уральский и Южно-Уральский.

СЕВЕРО-УРАЛЬСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Северо-Уральской группы были выявлены в 1931 г. Н. Коржавиным. Месторождения этого района расположены на восточном склоне Северного Урала в пределах западного крыла Шегультанской синклинали Тагильского синклинория. Бокситоносный пласт имеет меридиональное простирание и падает на восток под углом 20—30°. Геологическими границами этой группы месторождений на севере и юге являются места постепенного выклинивания рудного горизонта, западной границей служили места выхода горизонтов на поверхность, а в восточной части месторождения бокситы разведочным бурением прослеживаются на глубину до 2000 м.

Северо-Уральская группа месторождений разделяется широтными сбросами и безрудными промежутками на ряд месторождений и бокситопроявлений (рис. 107). На северном продолжении Северо-Уральской группы расположены Ивдельская, а на южном — Карпинская группы бокситовых месторождений. Эти три группы образуют генетически единую бокситоносную провинцию, вытянутую в меридиональном направлении.

Северо-Уральская группа бокситовых месторождений приурочена к плоской меридионально вытянутой депрессии, ограниченной с запада Предуральской грядой, сложенной главным образом основными эффузивами (андезит-базальтовыми и диабазовыми порфиритами), прорванных интрузиями

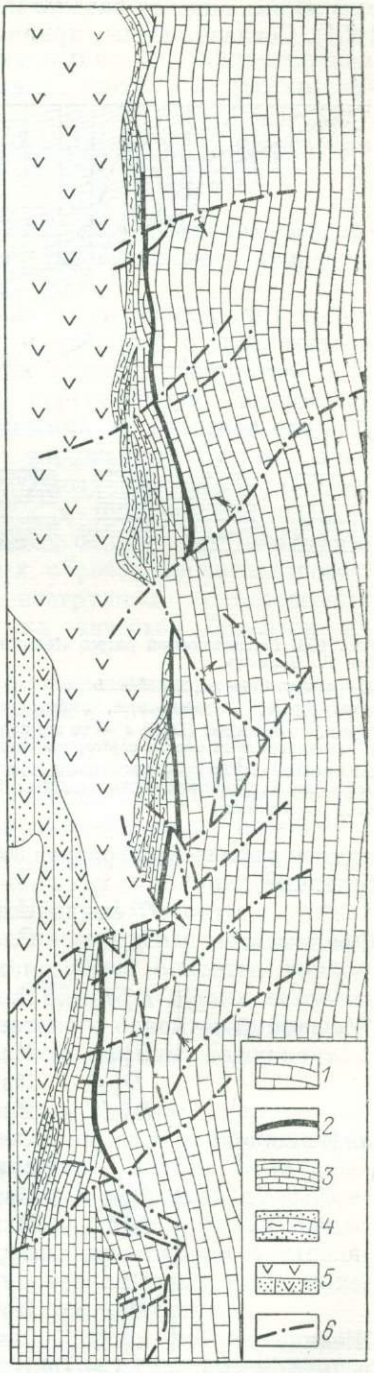


Рис. 107. Схематическая геологическая карта Северо-Уральского бокситоносного района. По *Е. Гуткину и Ю. Родченко* с добавлением Г. Кирпаля.

1 — карбонатные отложения (известняки рифовые, битуминозные, глинисто-известковые сланцы D_2); *2* — бокситоносные отложения; *3* — известняки светлые, рифовые (петропавловская свита D_1^1); *4* — известняки, глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (сарайная свита, $S_2^2 — D_1^1$); *5* — порфириты с прослоями песчаников и известняков (сосьвинская свита S_2^2); *6* — тектонические нарушения

габбро и гранодиоритов. В восточной части района расположена полоса увалов, сложенных андезит-базальтовыми порфиритами (Больщун, 1971; Гладковский, 1951). Согласно схеме, принятой большинством геологов (Ю. Родченко, 1964 г.),

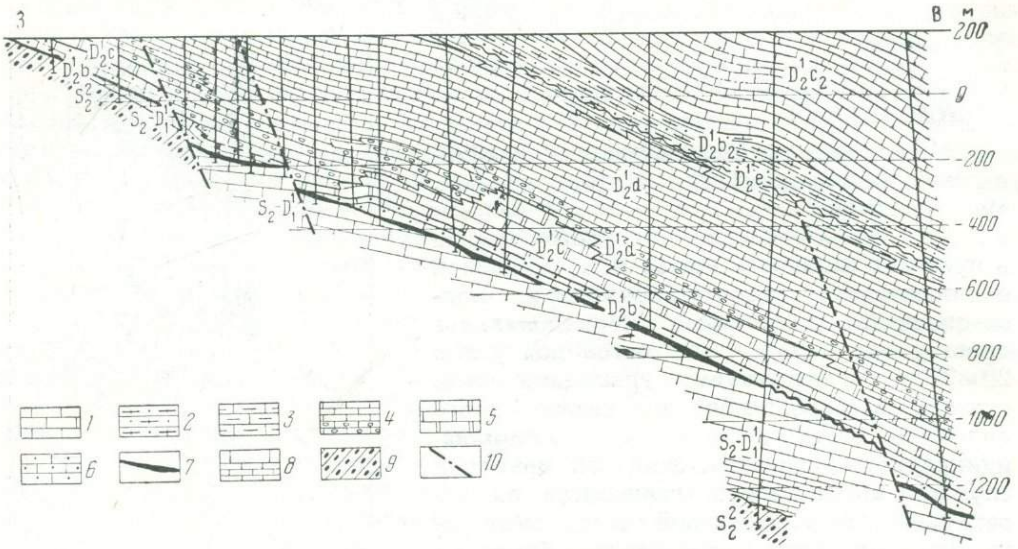


Рис. 108. Геологический разрез Кальинского месторождения бокситов по разведочной линии 21.
По *Г. Больщун.*
1 — известняки верхнеэйфельского возраста, массивные, часто рифогенные ($D_2^1c_2$); *2* — те же известняки темно-серые, битуминозные, амфипоровые ($D_2^1b_2$); *3* — известняки нижнеэйфельского возраста светло-серые, рифогенные (D_2^1e); *4* — те же известняки серые, плитчатые, в нижней части окремненные (D_2^1d); *5* — те же известняки светло-серые, рифогенные (D_2^1c); *6* — те же, известняки темно-серые, битуминозные, амфипоровые (D_2^1b); *7* — бокситовый горизонт; *8* — известняки петропавловской свиты светло-серые, розовые, рифогенные, в нижней части слоистые (S_2—D_1^1); *9* — туфобрекчии сосьвинской свиты (S_2^2); *10* — тектонические нарушения.

стратиграфический разрез отложений района выглядит следующим образом (рис. 108).

Франский	$D_3^1 b$	Известняки светло-серые, массивные, рифогенные.
	$D_3^1 a$	Сланцы глинистые, с прослоями темно-серых и плитчатых известняков.
Живетский	$D_2^2 c$	Известняки серые и светло-серые, массивные, рифогенные.
	$D_2^2 b$	Известняки темно-серые, битуминозные, слоистые.
Эйфельский	$D_2^1 e$	Известняки светло-серые, массивные, рифогенные.
	$D_2^1 d_{1+2}$	Известняки темно-серые, плитчатые и тонкоплитчатые, с прослоями глинистых и глинисто-кремнистых сланцев.
	$D_2^1 c$	Известняки светло-серые, массивные, рифогенные.
	$D_2^1 b$	Известняки темно-серые, битуминозные, амфипоровые, слоистые.
	$D_2^1 a$	Субровский рудный горизонт.
Жединский и лудловский	D_1^1	Известняки розовые и светло-серые, рифогенные (петропавловская свита).
	$S_2 l_3$—D_1^1	Известняки темно-серые, битуминозные, сланцы, песчаники и конгломераты (сарайная свита).

Лудловский	S_2l_3	Порфириты, диабазы, конгломераты, туфобрекчии, туфосланцы, прослои серых известняков (сосьвинская свита).
	S_2l_{1-2}	Известняки темно-серые, слоистые (колонгинская свита), известняки розовые, массивные (воскресенская свита).
Венлокский	S_2w	Порфириты андезито-базальтовые (покровская свита).

Возраст бокситового горизонта нижнеэйфельский, но в пределах Северо-Уральской группы известны рудопроявления и верхнеэйфельского возраста, не имеющие промышленного значения.

В пределах бокситоносной полосы широко развиты дизъюнктивные нарушения (преимущественно крутопадающие сбросы и взбросы) с различными амплитудами смещения. Наиболее крупные из них имеют субширотное или диагональное (т. е. косоширотное) простирание, вертикальную амплитуду смещения около 200—400 м. Границами месторождений и участков служат, как правило, крупные дорудные тектонические нарушения (Гуткин, Родченко, 1965). В настоящее время выделено 11 главных дорудных сбросов, разбивающих площадь бассейна на ряд опущенных и приподнятых блоков. Опущенные в дорудное время блоки явились наиболее благоприятными структурами для бокситонакопления. Помимо указанных сбросов геологоразведочными выработками зафиксировано более 240 пострудных тектонических нарушений, которые отрицательно сказываются на качестве бокситов на участках, примыкающих к плоскостям смещения.

Промышленное оруденение связано с субровским горизонтом, залегающим среди известняков девона (эйфельский ярус). Подошвой рудного горизонта являются рифогенные массивные известняки петропавловской свиты (жединские отложения) с очень неровной поверхностью. В кровле находятся битуминозные известняки, глинистые, местами углистые сланцы эйфеля (вагранская свита). Рудный горизонт подразделяется на два подгоризонта: нижний — красных марких, немарких и яшмовидных бокситов, и верхний — пестроцветных пиритизированных бокситов. Красные маркие бокситы заполняют впадины в известняках почвы, а красные немаркие и яшмовидные бокситы тяготеют к склонам депрессий, пестроцветные бокситы распространены повсеместно. Основную промышленную ценность представляют красные бокситы, запасы которых составляют на отдельных месторождениях 85—97% общих запасов.

В основании рудных тел местами залегает известково-бокситовая брекчия (рудная) мощностью 0,2—0,5 м, которая отличается низким содержанием глинозема и промышленного значения не имеет.

Месторождения бокситов Северо-Уральского района приурочены к обширной древней карстовой провинции. Основная масса промышленных руд залегает в крупных депрессиях дорудного карстового рельефа. Безрудные участки имеют неправильные очертания, приурочены к дорудным возвышенностям, на которых боксит не отлагался или сносился с них в близлежащие участки. При формировании бокситов снос материала происходил с запада. Источником основных бокситообразующих компонентов служила кора выветривания массивов верхнесилурийских эффузивно-обломочных пород.

Бокситовые залежи отдельных месторождений, будучи приуроченными к отрицательным формам карстового рельефа палеозойских известняков, изменчивы по мощности и имеют сложные очертания в плане. Строение их довольно

сложное вследствие перемежаемости разновидностей бокситов — красных марких, немарких яшмовидных, пестроцветных, а также порфировидных и пиритных (бокситов-колчеданов), встречающихся в виде отдельных гнезд.

По количеству и форме выступов почвы рудные поля делятся на три типа: первый тип характеризуется прерывистым оруденением, безрудные окна встречаются спорадически, имеют небольшие размеры — от нескольких квадратных до нескольких сотен квадратных метров; второй тип переходный, здесь безрудные окна занимают 20—30% площади; третий тип отличается прерывистым оруденением — безрудные окна, занимающие 30% и более общей площади, группируются в вытянутые полосы или площади иной конфигурации значительных размеров.

По минеральному составу красные бокситы относятся к диаспоровым; яшмовидные и пестроцветные — к диаспор-бемитовым; бокситы-колчеданы — к пирит-диаспор-бемитовым.

Красные бокситы имеют высокое качество и характеризуются следующим химическим составом (в вес.%): Al_2O_3 53—55; SiO_2 2—6; Fe_2O_3 23—25; CaO 1,6—2,5; S 0,12—0,40 (до 1,1), CO_2 1,9—3,6, TiO_2 2,0—2,5. Высокосернистые колчеданные и пестроцветные бокситы, содержащие от 1 до 15 вес.% серы (в среднем 5,4—7,3), составляют 5% общих запасов.

ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Южно-Уральская группа бокситовых месторождений, расположенная на западном склоне Южного Урала, вытянута в северо-восточном направлении. В ее пределах известно около 50 месторождений и бокситопроявлений, приуроченных к орловской свите франского яруса верхнего девона.

Южно-Уральские месторождения были открыты А. Белоусовым в 1933 г., в районе сел Кукшик и Новая Пристань.

В пределах Южно-Уральской группы бокситовых месторождений выделяются три подгруппы: Новопристанская, Вязовская, Кукшикская, а также отдельные месторождения и бокситопроявления. Каждая подгруппа объединяет несколько месторождений.

В тектоническом отношении Южно-Уральский бокситоносный район расположен в Предуральском прогибе (структура первого порядка) и находится в пределах Карангаусского поднятия (структура второго порядка), состоящего из складок более мелких порядков. Бокситы Южно-Уральской группы приурочены к Улуирской синклинали и Симской мульде, разделенных Сулеймановской брахисинклиналью.

Месторождения Новопристанской и Кукшикской подгрупп находятся на юго-восточном крыле Улуирской синклинали, а на крыльях Сулеймановской антиклинали расположена Вязовская подгруппа. В крайней юго-западной части района выявлено Серпеевское бокситопроявление, приуроченное к южному крылу Симской мульды.

В геологическом строении Южно-Уральской группы бокситовых месторождений принимают участие два комплекса образований. Нижний представлен немыми верхнепротерозойскими отложениями, сильно дислоцированными и метаморфизованными. Породы этого комплекса образуют поднятия, расположенные в пределах бокситоносного района и на его периферии. Верхний комплекс состоит из фаунистически охарактеризованных осадков девона, карбона и перми, приуроченных исключительно к депрессионным структурам.

Верхнепротерозойские породы сложены кварцевыми песчаниками, различными сланцами, известняками и доломитами авзянской, зильмердакской, катовской, цизерской и миньярской свит общей мощностью до 4000 м. Нижний палеозой представлен образованиями ашинской свиты, сложенной преимущественно кварцевыми песчаниками, алевролитами и сланцами мощностью 40—60 м.

Бокситоносными являются породы девонской системы. В нижней части они сложены однородными кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами и известняками такатинских, ванаизвинских и вдовеских слоев нижнеэйфельского возраста, залегающими трансгрессивно на образованиях верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Выше залегают известняки кальцедовых и бийских слоев верхнеэйфельского подъяруса до 100 м мощности. Живетский ярус объединяет гусовские слои, состоящие в основном из песчаников, и исоявские слои, сложенные карбонатными породами общей мощностью до 40 м.

Отложения верхнедевонского возраста трансгрессивно залегают на образованиях среднего девона и представлены в нижней части кварцевыми гематитизированными известняками пашийской свиты и известняками кыновских слоев суммарной мощностью до 20 м. Среднефранские отложения состоят из известняков серпеевских, доманиковых и самсоновских слоев, причем последние сильно закарстованы. В нижней части верхнефранских отложений залегают орловские слои, заключающие бокситы, аллиты, бокситовые породы, песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты и известняки. Они перекрываются известняками и доломитами айских слоев мощностью до 220 м. На последних залегают известняки и доломиты фаменского яруса мощностью до 800 м.

Каменноугольные отложения представлены в основном известняками с редкими прослоями глин мощностью около 2000 м. Нижний отдел пермской системы сложен известняками, сланцами, песчаниками и конгломератами мощностью до 600 м, на которых залегают четвертичные образования. Магматические породы в пределах района отсутствуют.

Анализ палеогеографии показывает, что на территории района на протяжении палеозойского времени преобладал мелководный морской режим, существование которого закончилось в нижней перми.

Бокситоносный пласт протягивается с востока на запад и разделяется безрудными участками и разрывными нарушениями на различные по величине залежи.

Рудные тела пласто- и линзообразной формы обычно неправильные, вытянуты в различных направлениях в зависимости от дорудного рельефа. Нижняя граница рудного пласта неровная, обусловлена степенью закарстованности подстилающих известняков, верхняя граница ровная, четкая. Мощность рудного пласта зависит от глубины карстовых полостей. Рудный пласт осложнен разрывными и складчатыми нарушениями.

Рудные тела образованы красными, серыми, пестроцветными, обломочными и оолитовыми (диаспор-шамозитовыми) бокситами. Бокситовые руды сложены диаспором, из которого состоят бобовины и обломки, бемитом, каолинитом, шамозитом, входящими в состав цементирующей массы, гематитом, минералами окиси титана, присутствует пирит, в трещинах и прожилках — кальцит и доломит. Содержание пирита в серых бокситах достигает 40%.

Новопристанская подгруппа приурочена к юго-восточному крылу Улуирской синклинали, осложненной более мелкими складками. Она объединяет ряд месторождений: Межевой Лог, Барсучий Лог, Соснин Лог (Первомайское), Блиново-Каменское, Кургазакское, Алексеевское, Иваново-Кузьминское и Айлинское.

Залежи бокситов имеют пластообразную форму и пологое залегание (5—12, реже 20—25°). Бокситы в основном (60%) представлены высококачественной красной разновидностью; в верхних частях залежей развиты серые и пестроцветные бокситы, запасы которых отнесены к забалансовым. По минеральному составу красные бокситы относятся к гидрогематит-диаспор-бемитовому типу.

Вязовская подгруппа месторождений вытянута в виде узкой полосы. В ее пределах Вязовское месторождение разделяется на пять участков: Юрюзанский 1, 2 и 3, Чукурские и Фермский. На каждом из участков имеется по 1—3 рудному телу.

Основными рудообразующими минералами являются бемит, диаспор, каолинит. В бокситах содержатся следующие основные компоненты (в вес.%): Al_2O_3 50,9; SiO_2 13,0, Fe_2O_3 20,4; TiO_2 2,3; CaO 0,7.

Месторождения Кукшикской подгруппы располагаются на территории Башкирской АССР; в ее состав входят Красно-Камское, Покровское, Айское и Новое месторождения.

Боксит залегает на закарстованной поверхности известняков светло-серого цвета. Перекрываются бокситоносные осадки перемежающимися светло- и темно-серыми битуминозными известняками. Бокситы представлены многочисленными разновидностями, отличающимися по цвету, плотности, текстурным особенностям.

Содержание основных компонентов изменяется в широких пределах (в вес.%): Al_2O_3 39—78; SiO_2 1—12; Fe_2O_3 1—30; TiO_2 2,1—4. По минеральному составу бокситы относятся к бемит-диаспоровому типу.

САЛАИРСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Салаирская группа бокситовых месторождений расположена в центральной части Салаирского бокситоносного района, который охватывает территорию Центрального Салаира, его крутой северо-восточный склон и пологий юго-западный склон, постепенно погружающийся под осадки Бийско-Барнаульской впадины и известный как Юго-Западное Присалаирье. Здесь известны Бердско-Майское, Обуховское, Новогоднее и Октябрьское месторождения и ряд бокситопроявлений.

Район Салаирской группы бокситовых месторождений сложен песчано-сланцевыми отложениями кембрия и ордовика, известняками силура, нижнего и среднего ордовика, песчано-сланцевыми отложениями среднего и верхнего девона, нижнего карбона и четвертичными образованиями. Осадочные толщи палеозойского фундамента прорваны интрузиями гранитоидов (рис. 109).

Породы района образуют систему чередующихся антиклинальных и синклинальных складок, имеющих собственные названия. К Верхнебердской синклинальной структуре приурочены Бердско-Майское, Новогоднее и Октябрьское месторождения. Крылья этой структуры сложены силурийскими и девонскими отложениями. В основании среднего девона залегает рудный горизонт, сложенный бокситами, лептохлоритовыми и глинистыми сланцами мощностью до 20 м, который называется бердским бокситовым горизонтом.

Обуховская антиклиналь, в пределах которой расположено одноименное месторождение, сложена известняками нижнего и среднего девона. Кроме бердского пласта здесь установлено еще два горизонта бокситов.

Работами последних лет в Салаирском районе в отложениях девона установлено четыре уровня бокситонакопления: жединский, нижнеэмский, нижне- и верхнеэйфельский (Н. Агеенко, 1970 г.).

Жединский уровень бокситообразования установлен в Верхнебердской, Талицко-Елбанской, Ветохинской и Матренкинской структурах. Он приурочен к основанию нижнего девона, залегает на размытой поверхности известняков силура и представлен аллит-сиалитовыми сланцами со свободным глиноземом.

Второй, нижнеэмский уровень бокситонакопления зафиксирован серыми и темно-серыми слюдисто-корундовыми бокситами и аллитами, содержащим от 17 до 25% SiO_2 и от 39 до 53% Al_2O_3. Он залегает в известняках почвы бердского рудного горизонта и установлен на Обуховском месторождении бокситов.

Третий, нижнеэйфельский уровень бокситообразования наиболее продуктивен. Он установлен на всех месторождениях Салаирской группы. Он представлен пластом диаспоровых и корундовых бокситов, залегающих на светло-серых и белых известняках нижнего девона и перекрытых темно-серыми и черными известняками нижнего эйфеля. Мощность его 15 м. Среднее содержание кремнезема в бокситах колеблется от 12 до 18%, глинозема — от 46 до 52%.

Четвертый, верхнеэйфельский уровень установлен на Обуховском месторождении, где он зафиксирован горизонтом корундового боксита и сланцеватыми корундово-слюдистыми породами до 3,3 м мощности. Содержание кремнезема в бокситe 20,46% и глинозема 46,5%.

Для всех уровней бокситонакопления характерно залегание бокситовых пластов на светло-серых и белых, часто полосчатых известняках и перекрытие их черными или темно-серыми известняками.

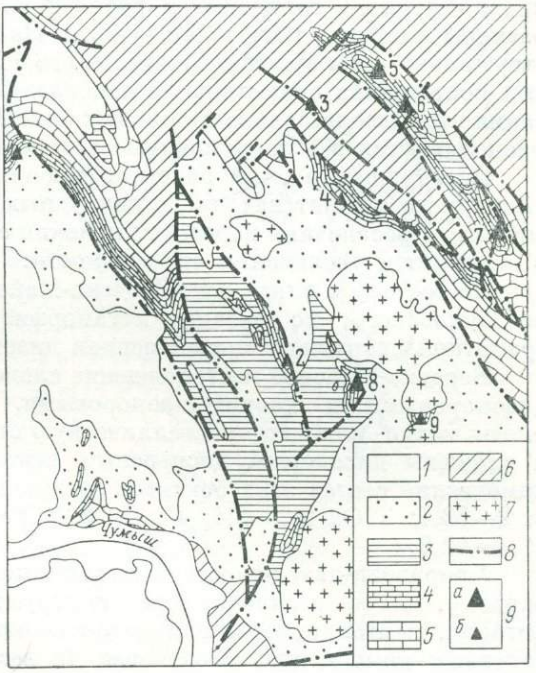


Рис. 109. Схематическая геологическая карта Салаирской группы бокситовых месторождений. По *Н. Аггенжо*. *1* — четвертичные отложения; *2* — песчано-сланцевые образования среднего и верхнего девона и нижнего карбона; *3* — песчано-сланцевые отложения живета; *4* — известняки нижнего и среднего девона; *5* — известняки силура; *6* — песчано-сланцевые отложения кембрия и ордовика; *7* — гранитоиды; *8* — разрывные нарушения; *9* — месторождения (*а*) и проявления (*б*) бокситов: 1 — Чупинское, 2 — Гунихинское, 3 — Матренкинское, 4 — Чудиновское, 5 — Октябрьское, 6 — Новогоднее, 7 — Бердско-Майское, 8 — Обуховское, 9 — Бобровское

Морфология, строение и условия залегания рудных тел на всех месторождениях Салаирской группы имеют много общих черт. Рудные тела имеют пластообразную форму. Нижняя граница их очень неровная с многочисленными углублениями, западинами, и карманами; верхняя граница относительно ровная, согласная с напластованием известняков. Нередко наблюдается переслаивание боксита с известняками кровли. В нижней части рудного пласта расположена «бокситобрекчия», образованная в результате заполнения неровности подошвы пласта, трещин и пустот. Размеры пластообразных рудных тел боксита варьируют в широких пределах. Пласты бокситов вместе

с вмещающими породами смяты в разнотипные складки с углами падения от нескольких градусов до вертикальных.

Морфология рудных тел определяется характером дорудного рельефа известняков, подстилающих рудные горизонты, пострудным размывом, тектоническими дислокациями и просадочными явлениями, связанными с карстообразованием. В дорудном рельефе наблюдаются выступы рифовых построек и межрифовые понижения. Выступы возвышаются на 5—15 м и редко за 50 м выше кровли рудного горизонта и расчленяют его на отдельные части. Обычные размеры выступов 1000 × 200—100 м. На осевой части выступов рудный пласт отсутствует, а на склонах мощность его сокращается до менее 1 м. В межрифовых понижениях существовали наиболее благоприятные условия для формирования наиболее высококачественных бокситов в максимальной мощности. В них располагаются все кондиционные залежи руд.

Пострудный размыв бокситов проявился довольно широко. Доказательством этого служит находка в надрудных известняках слабоокатанной гальки боксита. Просадочные карстовые явления обычно нарушают сплошность боксита и приводят к увеличению его мощности.

По составу и типам руд Бердско-Майское месторождение резко отличается от Обуховского, что связано с метаморфизующими воздействиями на последнее гранитной интрузии с превращением диаспоровых бокситов в корундиты.

Бердско-Майское месторождение сложено двумя типами руд: лептохлорит-диаспоровыми и хлорит-диаспоровыми. Лептохлорит-диаспоровые бокситы имеют мелко- и скрытокристаллическую структуру, темно-серый и черный цвет и сложены диаспором, дисперсным лептохлоритом и хлоритоидом. Средний химический состав этих бокситов следующий (в вес.%): SiO_2 8,3—11,2; Al_2O_3 61,2—63,4; TiO_2 2,2—2,4; Fe_2O_3 9,0; FeO 4,0—16,6; MgO 0,8—1,5; п. п. п. 11,7—12,9.

Хлоритоид-диаспоровые бокситы имеют серую, темно-серую и черную окраску, микро- и скрытоолитовую структуру. Состоят они из диаспора, хлоритоида, лептохлоритов, глинисто-слюдистого вещества. Среднее содержание основных компонентов следующее (в вес.%): SiO_2 15,8—19,0; Al_2O_3 45,3—51,0; TiO_2 0,7—1,8; Fe_2O_3 2,7—17,0; MgO 0,1—1,15; п. п. п. 8,4—10,9.

Бокситы Обуховского месторождения сложены корундовыми, слюдисто-корундовыми и корундо-слюдистыми разновидностями. Корундовые бокситы имеют темно-серую и черную окраску, плотное сложение. Средний химический состав их следующий (в вес.%): SiO_2 0,16; Al_2O_3 64,5; Fe_2O_3 1,6; FeO 14,0; TiO_2 2,87; CaO 0,73; Fe_2O_3 1,61, S 0,63; п. п. п. 4,41.

Слюдисто-корундовые бокситы — это рассланцованные руды серого цвета, состоящие из корунда, небольшого количества диаспора, лептохлоритов и слюды. Химический состав их (в вес.%): SiO_2 20,5; Al_2O_3 53,4; Fe_2O_3 4,3; FeO 8,4; TiO_2 2,5; CaO 4,1; MgO 2,3; S 2,3; п. п. п. 4,7.

Корундово-слюдистые разности бокситов имеют серую, редко бурую окраску и сильно рассланцованы. Среднее содержание основных компонентов составляет (в вес.%): SiO_2 16,4; Al_2O_3 28,4; Fe_2O_3 9,2; TiO_2 1,5; CaO 6,4; п. п. п. 5,4.

Распределение различных разновидностей бокситовых руд на всех месторождениях Салаира идентичное. В центральной части бокситовых залежей обычно находятся наиболее качественные руды, на периферии они сменяются бокситами с более низким содержанием глинозема и аллитами. Между выделенными типами руд по простиранию и падению наблюдаются взаимные переходы, иногда они переслаиваются между собой с преобладанием одного типа.

Бердско-Майское месторождение

Бердско-Майское месторождение расположено в центральной части Салаирского кряжа и приурочено к юго-восточной части Верхнебердской синклинали, осложненной в крыльях дополнительной складчатостью. Периферическая часть синклинали сложена верхнесилурийскими известняками, крылья — нижнедевонскими, а ядро — среднедевонскими известняками. Бокситовый горизонт залегает на границе между известняками нижнего и среднего девона. Все породы прорваны дайками, связанными с интрузивными процессами герцинского цикла. На северо-восточном крыле синклинали согласный взброс выводит на поверхность значительный блок нижележащих пород и производит сдваивание рудного горизонта на протяжении около 600 м по простиранию с амплитудой перемещения слоев по взбросу на 400 м и более. Рудный горизонт прослежен по обоим крыльям синклинальной структуры.

Обуховское месторождение

Обуховское месторождение бокситов расположено в центральной части Залесовской впадины, выполненной песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями верхнеживетского подъяруса среднего девона, прорванными интрузиями адамеллитов. Все породы сильно метаморфизованы — известняки перекристаллизованы, песчано-слюдистые породы ороговикованы, бокситы превращены в корундо-слюдистые породы.

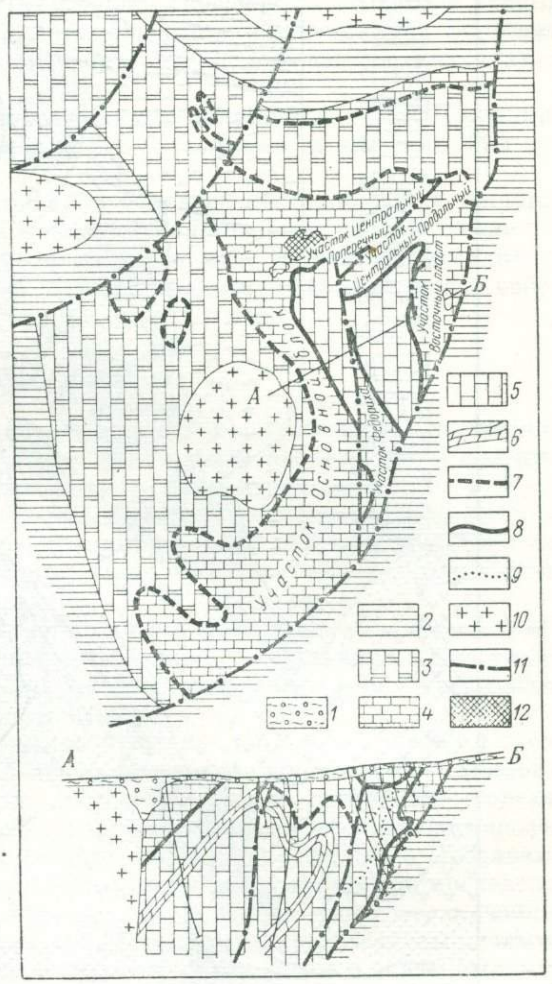
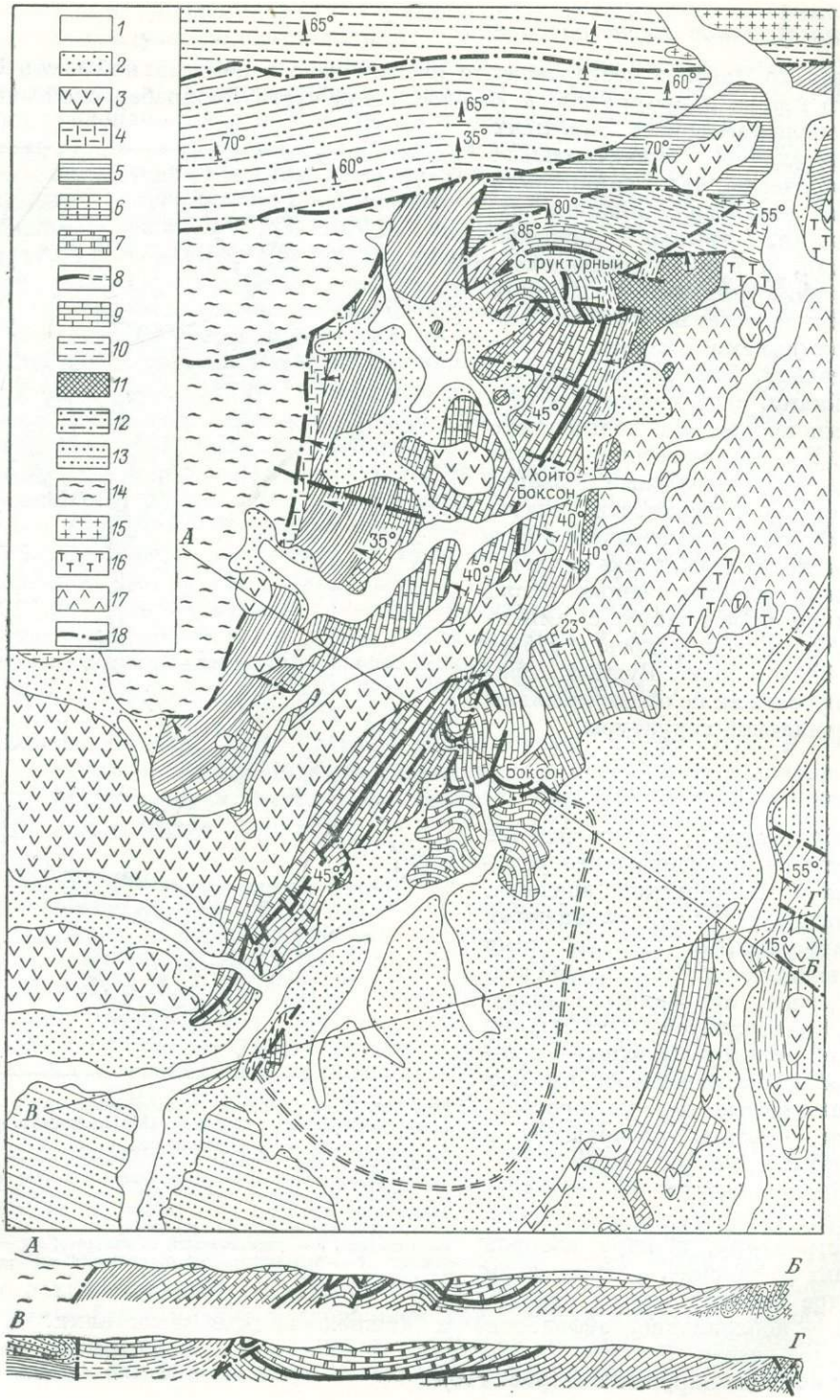


Рис. 110. Схематическая геологическая карта Обуховского месторождения бокситов. По *Н. Агеенко*.

1 — рыхлые мезо-кайнозойские отложения; *2* — песчано-сланцевая толща живета; *3* — *5* — бокситоносный комплекс рифогенных известняков верхнего (*3*), нижнего (*4*) эйфеля и нижнего девона (*5*); *6* — горизонт темно-серых известняков; *7*—*9* — бокситовые горизонты: *7* — верхнеэйфельский, *8* — нижнеэйфельский (бердский, обуховский), *9* — нижнеэмский (в разрезе); *10* — гранитоиды; *11* — дизъюнктивные нарушения; *12* — залежь обломочных руд

Месторождение представляет собой сложную брахиантиклинальную структуру, в ядре которой выходят жединские, а по крыльям и в ядре дополнительных синклиналей — кобленцские, эйфельские и нижнеживетские известняки. В юго-восточной части брахиантиклинальные структуры месторождения срезаны тектоническим нарушением (рис. 110).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
Структурный
Хойто
Боксон
Боксон
А
Б
В
Г
65°
60°
70°
35°
80°
85°
55°
45°
40°
23°
15°

На месторождении выявлено два рудных горизонта: нижний обуховский и верхний — бердский. Горизонты разделены толщей известняков мощностью от 160 до 250 м. Обуховский горизонт имеет промышленное значение. Он залегает на неровной поверхности нижнедевонских мраморизованных известняков. В известняках почвы часто наблюдаются карманы, выполненные бокситом. Рудный горизонт залегает под углами от 0 до 90°, в среднем 30°. В кровле рудный горизонт переслаивается с черными битуминозными известняками. Бердский горизонт не имеет промышленного значения, он расположен на известняках хвощевской свиты, мощность его до 8 м.

На месторождении кроме коренных известны обломочные руды. Последние образуют элювиальную залежь, сложенную обломками и глыбами боксита среди пестроцветных глин.

Основным рудообразующим минералом бокситов месторождения является корунд. В зависимости от его содержания выделяются корундовые, слюдисто-корундовые и корундо-слюдистые разновидности руд. Первые разновидности преобладают (составляют около 90%). Все разновидности связаны между собой постепенными переходами.

Боксонское месторождение

Боксонское месторождение расположено в восточной части Восточного Саяна, в бассейне р. Боксон. Бокситы в этом районе впервые были найдены Ф. Головачевым в 1931 г., обнаружившим гальку бокситов в элювии р. Боксон. Боксонское месторождение расположено в восточном периклинальном замыкании Боксон-Серхойского синклинория и приурочено к площади двух синклиналей, разделенных антиклинальным поднятием. Оно имеет складчато-глыбовую структуру.

Характер осадочных пород, слагающих район Боксонского месторождения, их большая мощность, а также развитие туфогенных и эффузивных образований свидетельствует о том, что во время бокситообразования здесь существовал геосинклинальный или близкий к нему режим.

Площадь Боксонского месторождения сложена (Н. Ильина, 1958 г.) гнейсами архея, карбонатными породами (преимущественно доломитами), глинисто-серицитовыми и хлорит-графитовыми сланцами верхнего протерозоя (гарганская свита), а также зелеными метаморфическими сланцами верхнего протерозоя (окинские свиты). Серые глинистые сланцы, песчаники с редкими прослоями конгломератов и доломитов дибинской свиты относятся к верхнепротерозойско-кембрийскому возрасту. Эта свита прорвана диабазами и имеет ограниченное распространение. Образования синия (сархойская свита) представлены кислыми и основными эффузивами и их туфами, сланцами, туфогенными и полимиктовыми песчаниками, конгломератами, брекчиями и редкими прослоями доломитов (рис. 111).

Боксонская бокситоносная свита (синий — нижний кембрий) залегает на сархойской свите без выраженного углового несогласия. В нижней ее части находятся конгломераты и брекчии, состоящие из материала подстилающих

Рис. 111. Схематическая геологическая карта Боксонского месторождения бокситов. По *Н. Ильиной*. *1* — речные отложения; *2* — ледниковые отложения; *3* — базальты; *4* — яматинская свита; *5* — мангатгольская свита; *6—9* — боксонская свита: *6* — кристаллические известняки и доломиты, *7* — доломиты верхние, *8* — доломиты, вмещающие боксит (сплошная линия — установленные; штриховая линия — предполагаемые), *9* — доломиты нижние; *10* — сархойская свита; *11*— дибинская свита; *12* — гарганская свита; *13* — окинская свита; *14* — архейские гнейсы; *15* — граниты; *16* — серпентиниты; *17* — диабазы, диориты, габбро; *18* — тектонические нарушения

пород. На них залегают доломиты с прослоями водорослевых рифогенных доломитов и мергелей общей мощностью около 700 м. Выше по разрезу располагаются бокситы и кроющие его глинистые графитовые сланцы. Возможно, что бокситы и глинистые сланцы можно отнести к нижнему кембрию, т. е. бокситы приурочены к стратиграфическому перерыву между верхним протерозоем и кембрием. На бокситах лежат доломиты ближней кровли общей мощностью 30—140 м с прослоями железистых песчаников, мергеля и карбонатной брекчии. На последних залегают доломиты с кремнями, мраморизованные доломиты, доломитизированные известняки мощностью около 200 м. Общая мощность боксонской свиты 2600—3000 м.

Среднекембрийские отложения (мангатгольская свита) представлены глинисто-карбонатными сланцами с прослоями известняков и песчаников. Яматинская свита средне-верхнекембрийского возраста сложена красноцветными породами: брекчиями, конгломератами, песчаниками, сланцами, туфами, эффузивами с редкими прослоями доломитов.

Интрузивные образования, подстилающие боксонскую свиту, представлены основными и ультраосновными породами. Граниты прорывают боксонскую свиту в западной части месторождения. Палеогеновые базальты залегают в виде покрова на водоразделах плато. Мезо-кайнозойские образования представлены галечниками и базальтами и местами встречены на палеозойских породах под базальтами. Четвертичные отложения сложены ледниковыми, аллювиальными, элювиальными и делювиальными образованиями.

Месторождение представлено пластовой залежью, залегающей на рифогенных, водорослевых, пятнистых, слоистых и полосчатых доломитах. Подошва рудного тела неровная. В подстилающих доломитах наблюдаются карманы, гнезда и трещины, выполненные красным или зеленым бокситом. Кровля бокситового пласта ровная. Бокситы, резко или постепенно изменяя вещественный состав, переходят в аспидоподобные черные графитизированные или глинистые сланцы, мелкозернистые, красные доломитовые брекчии и мелкозернистые железистые песчаники.

Бокситы представлены красной и зеленой разновидностями. Первые залегают в нижней, вторые — в верхней частях пласта, в некоторых случаях наблюдается многократное чередование этих разновидностей.

Месторождение состоит из 11 участков. На центральных и восточных участках широко распространены карманы, гнезда, трещины, заполненные бокситами; для западных участков характерно более простое строение пласта бокситов, в почве почти нет закарстованности. Бокситовые руды Боксонского месторождения низкосортные. Содержание в них основных компонентов следующее (в вес.%): Al_2O_3 41,2; SiO_2 20,4; Fe_2O_3 25,4; кремневый модуль 2,19. По минеральному составу бокситы относятся к хлорит(каолинит)-диаспор-бемитовому типу.

ОСАДОЧНЫЕ (ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

На древних платформах осадочные бокситовые месторождения часто приурочены к областям сочленения окраинных частей синеклиз и крупных платформенных поднятий и антеклиз и, как правило, располагаются вблизи склоновых частей поднятий. В некоторых случаях месторождения приурочены к впадинам или полям развития древнего (мезозойского) карста в пределах выступов фундамента.

Бокситовые месторождения платформенных областей часто связаны с угленосными осадками, однако бокситообразование и угленакопление, как правило, несколько разобщены во времени и пространстве. Угленосные осадки в разрезе обычно располагаются выше бокситоносных или удалены от выступов фундамента на большее расстояние, чем бокситы.

Характерными для этого типа являются месторождения северной части Русской платформы (Северо-Онежская, Тихвинская и Южно-Тиманская группы) и юго-западной части Сибирской платформы и в Енисейском кряже (Чадобецкая, Татарская и Приангарская группы).

Бокситовые месторождения Русской платформы сосредоточены в западной и северной периферической зоне Московской синеклизы. Их образование связано с начальными этапами визейской трансгрессии нижнего карбона. В визейское время на этой территории существовал теплый и влажный климат, при этом наблюдается почти совпадение по времени бокситообразования и угленакопления, однако бокситоносные осадки занимают по отношению к угленосным наиболее окраинные части Московской синеклизы.

На Русской платформе (Кирпаль, 1972) бокситовые залежи имеют обычно пластообразную форму и в ряде случаев значительную площадь и мощность (Северо-Онежская и Южно-Тиманская группы). В Тихвинском районе бокситовые залежи имеют вытянутую долинообразную форму. В юго-западной части Сибирской платформы и Енисейском кряже месторождения бокситов приурочены к площадям развития карбонатных пород складчатого фундамента. Формирование их происходило в меловое и палеогеновое время в карстовых воронках и карстово-котловинных депрессиях. Форма бокситовых залежей обычно линзообразная, карманообразная и гнездообразная.

В зарубежных странах бокситовые месторождения этого типа обнаружены на Китайской и Северо-Американской платформах. Здесь бокситы также связаны с угленакоплением и залегают в основании угленосных осадков.

СЕВЕРО-ОНЕЖСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Северо-Онежской группы, выявленные в 1949 г., расположены в зоне трансгрессивного налегания нижнекаменноугольных отложений Московской синеклизы на кристаллические породы восточного склона Балтийского щита (рис. 112).

Кристаллические породы фундамента разделяются на две формации. Более древняя — карельская, представленная основными изверженными породами и хлорит-амфиболитовыми кристаллическими сланцами, и посткарельская, сложенная диабазовыми порфиритами, базальтами, прорванными перидотитами и пироксенитами. На породах кристаллического фундамента повсеместно развита древняя кора выветривания.

В депрессионных понижениях кристаллического фундамента горизонтально залегают почти неметаморфизованные кембрийские образования, сложенные зеленовато-серыми аргиллитовыми алевролитами, напоминающими ленточные глины. Выше на кембрийских образованиях трансгрессивно размещаются верхнедевонские отложения, сложенные в нижней части зеленовато-серыми глинами и серыми алевролитами, в верхней — пестроцветными глинами и кварцевыми алевролитами. На верхнедевонских отложениях также трансгрессивно залегает песчано-сланцевая бокситоносная толща нижнего карбона. Распределение бокситоносных отложений в районе определяется рельефом древнего кристаллического фундамента.

Район Северо-Онежской группы бокситовых месторождений к началу визейского века представлял собой плато, поверхность которого была расчленена древними долинами, унаследованными от рельефа фундамента, глубиной 60—70 м и шириной 1—3 км. Они открывались в обширные котловинообразные впадины, слабо наклоненные к востоку. Длина впадины 10—15 км, ширина 4—5 км и глубина до 80 м. Эти замкнутые котловины, а также приустьевые участки древних долин являются вместилищами наиболее крупных

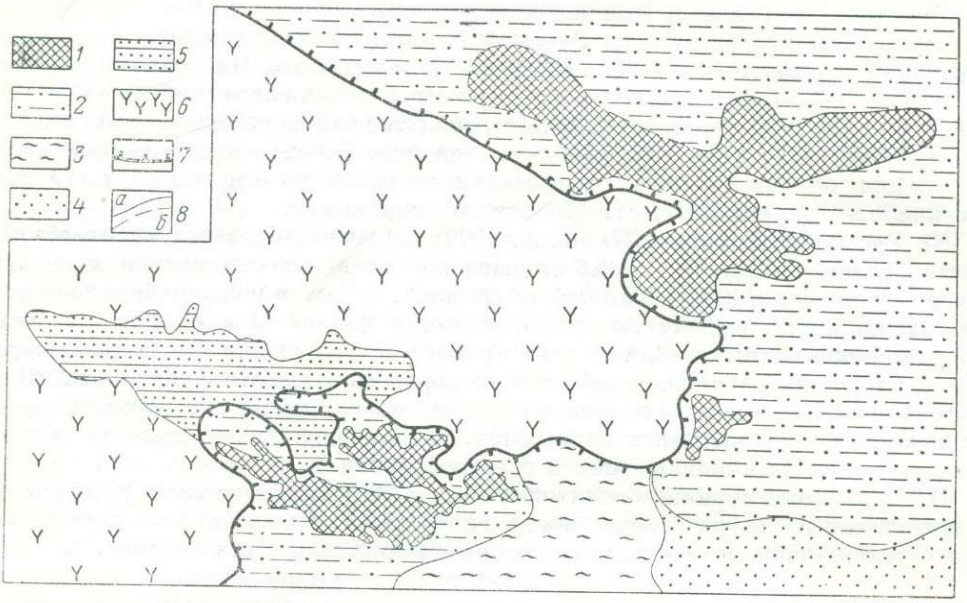


Рис. 112. Геолого-литологическая схема дорудного фундамента центральной части Северо-Онежского бокситоносного района. Составил Г. Кирпаль по данным Плисецкой ГРП.

1—4 — отложения тульско-алексинского возраста: *1* — бокситоносные отложения, *2* — глины, алевролиты, бокситовые породы, пески глинистые, *3* — глины каолинитовые, *4* — пески кварцевые, алевриты, переслаивание глин и песков; *5* — песчано-глинистые породы верхнедевонского возраста; *6* — вулканогенные породы основного и ультраосновного состава верхнепротерозойского возраста: пикритовые порфириты, агломератовые лавы, метадиабазы и сланцы; *7* — граница поднятия гряды Ветреного пояса; *8* — контуры бокситов: *а* — установленные, *б* — предполагаемые

бокситовых тел. Бокситоносные осадки приурочены к древним долинам, представляющим собой плоские котловины или корытообразные понижения шириной 1—3 км и глубиной 60—80 м.

Бокситоносные отложения приурочены к нижней части нижнекаменноугольных осадков (рис. 113). Мощность их в депрессиях 45 м, на выступах рельефа она уменьшается. Отложения подразделяются на четыре толщи (снизу вверх): 1) подрудную, 2) бокситовую, 3) железо-бобовую, 4) надрудную. На бокситоносных осадках залегают карбонатные породы девятинской свиты протвинского горизонта намюрского яруса. Подрудная толща по возрасту относится к тульскому горизонту яснополянского подъяруса визейского яруса. Она сложена песками, алевритами, глинистыми песчаниками, алевролитами, реже глинами. На склонах щита в ней встречаются базальные конгломераты с прослоями углистых глин и линзочками углей.

Бокситовая толща выполняет плоские широкие долинообразные понижения в эрозионном рельефе и залегает на подрудной толще и на отложениях девона

и кембрия, а на склонах иногда на коре выветривания метапикритов и хлорит-амфиболитовых сланцев. Она сложена каолинитовыми глинами, сиаллитами, аллитами и бокситами. Каолиновые глины залегают в основании и кровле толщи, к центральной части они симметрично сменяются сиаллитами, затем аллитами, а в центральной части расположены один или два слоя бокситов, разделенных аллитами. Мощность толщи достигает 25 м.

Бокситовые залежи обычно располагаются вблизи склонов кристаллического фундамента; на расстоянии 4—5 км от подножия гряды Ветреного пояса промышленные тела бокситов не встречаются. По мере погружения бокситовая толща расщепляется и замещается глинистыми кварцевыми песками.

Бокситы представляют собой каменистую, пористую, хрупкую, трещиноватую и каменистую породу с горизонтальной или косой слоистостью. В верхней и нижней частях бокситоносная толща имеет красную или темно-розовую окраску, в средней части преобладают светло-розовые, серые, желтые и белые цвета. По всему разрезу толщи встречаются растительные остатки в виде полых ожелезненных трубок, обрывков и отпечатков корней и стволов стигмарий.

Железо-бобовая толща состоит из глин каолинит-гётитового состава с многочисленными прослоями железных руд бобовой структуры; мощность ее изменяется от 3 до 33 м.

Надрудная толща по возрасту относится к самым верхам визейского яруса и представлена алевролитами и песчаными глинами, песками и песчаниками.

Иксинское месторождение

Иксинское месторождение приурочено к одноименной котловине — структуре второго порядка — крупной древней погребенной Северо-Онежской впадины. Котловина вытянута в северо-западном направлении, имеет асимметричное строение и максимальную глубину 225 м. Депрессия выполнена породами кембрийского, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста.

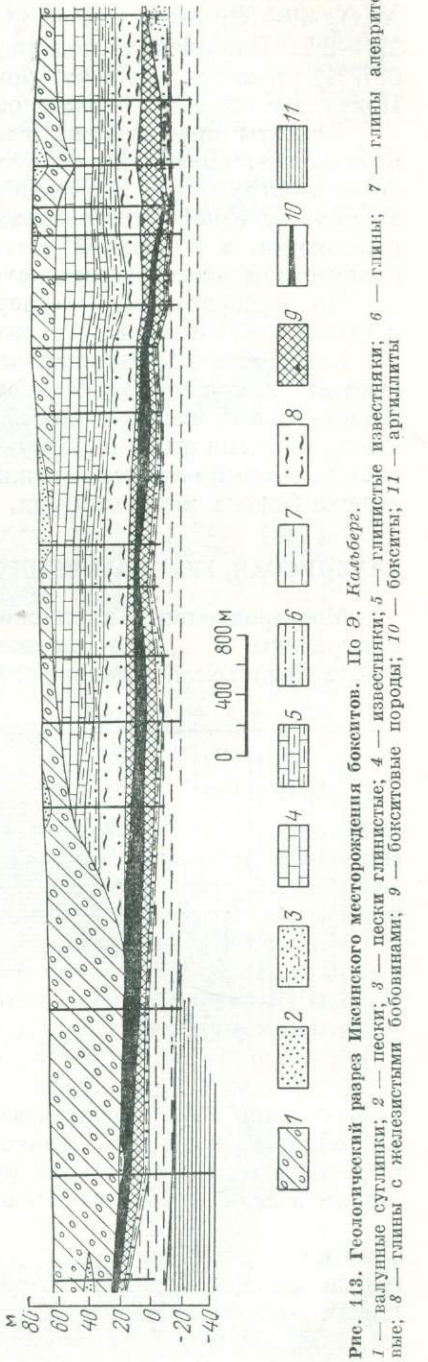


Рис. 113. Геологический разрез Иксинского месторождения бокситов. По *Э. Кальберг.*
1 — валунные суглинки; *2* — пески; *3* — пески глинистые; *4* — известняки; *5* — глинистые известняки; *6* — глины; *7* — глины алевритовые; *8* — глины с железистыми бобовинами; *9* — бокситовые породы; *10* — бокситы; *11* — аргиллиты

Глубина залегания бокситов изменяется от 39 до 137 м, а в среднем для различных залежей составляет 45—110 м. В бокситах содержится (в вес.%): Al_2O_3 49—53; SiO_2 16,7—18,5; Fe_2O_3 7,3—14,4; TiO_2 2,4; кремневый модуль 2,1—2,9. Повышенное содержание трехокиси хрома в бокситах (в среднем 0,57%) указывает на связь бокситов с основными породами Ветреного пояса. Подрудные глины содержат повышенное содержание пятиокиси ванадия.

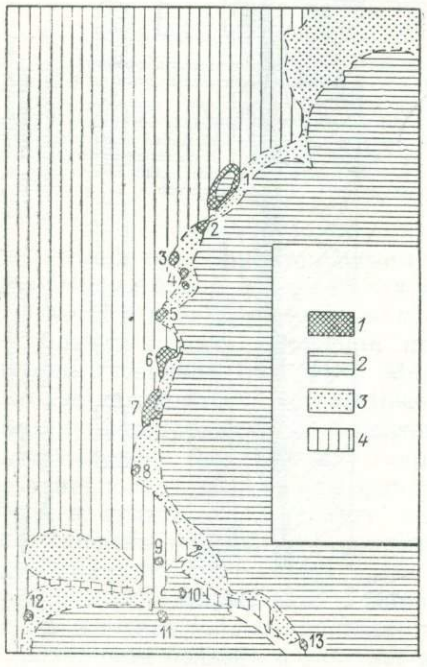
Бокситы представлены глинистыми, каменистыми и сухаристыми разновидностями, имеющими обломочную, тонкодисперсную (пелитовую) и оолито-бобовую структуру. Крупнообломочные разности залегают в глубоких частях впадин, в средней части разреза бокситы представлены средне- и мелкобобовыми разностями, а в верхней части они имеют пелитовую структуру с большим количеством растительных остатков.

По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-бемитовому, каолинит-гиббситовому и каолинит-гиббсит-бемитовому типам.

В залежах наблюдается закономерное распределение основных рудообразующих компонентов. Максимальное содержание глинозема сосредоточено в центральных частях залежей, минимальное — в краевых частях; распределение кремнезема имеет обратную закономерность. Кроме бокситов на Иксинском месторождении имеются залежи аллитов, залегающие в почве и кровле, а также залежи бедных железных руд, расположенные над бокситами.

ТИХВИНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения Тихвинской группы, открытые в 1916 г. Т. Тимофеевым, приурочены к полосе нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Московской синеклизы. Бокситоносная зона вытянута в субмеридиональном направлении на протяжении 260 км (рис. 114). В пределах этой зоны расположены более 30 месторождений: Батьковское, Синенское, Подсосненское, Малявинское, Ярцевское, Запольское, Максимовское, Горское и др.



Дорудный фундамент месторождений Тихвинской группы сложен пестроцветной свитой фаменского яруса и двумя осадочными толщами нижнего карбона. Осадки верхнего девона представлены песчанистыми, часто слюдистыми пластичными глинами синевато-серого цвета с линзами песков и пестроцветных песчаников. В южной части района в верхней части песчано-глинистой толщи встречаются

Рис. 114. Схематическая геологическая карта Тихвинской группы бокситовых месторождений

1 — бокситы; *2* — известняки визейского возраста; *3* — песчано-глинистые отложения нижнекаменноугольного возраста; *4* — песчано-глинистые отложения верхнего девона.

Месторождения бокситов: 1 — Батьковское, 2 — Сегольское, 3 — Радынское, 4 — Подсосненское, 5 — Губско-Почаевское, 6 — Ново-Усадинское, 7 — Красноручейское, 8 — реки Никомля, 9 — Пареевское, 10 — Табашское, 11 — Запольское, 12 — Теребежское, 13 — Рудногорское

горизонты мергелей, известняков и доломитов, которые относят к турнейскому ярусу.

Бокситоносные осадки приурочены к средней части тульского горизонта окского подъяруса нижнего карбона (рис. 115). Они с признаками перерыва залегают на пестроцветных глинах девона. Перекрывается бокситоносная толща также пестроцветными глинами с линзами песков, в некоторых случаях валунными глинами и другими ледниковыми отложениями или почвенно-растительным слоем. На породах тульского горизонта залегают песчано-глинистые породы с прослоями известняков и редко доломитов окского и серпуховского подъярусов нижнего карбона. Выше расположены четвертичные глины и суглинки с валунами коренных пород.

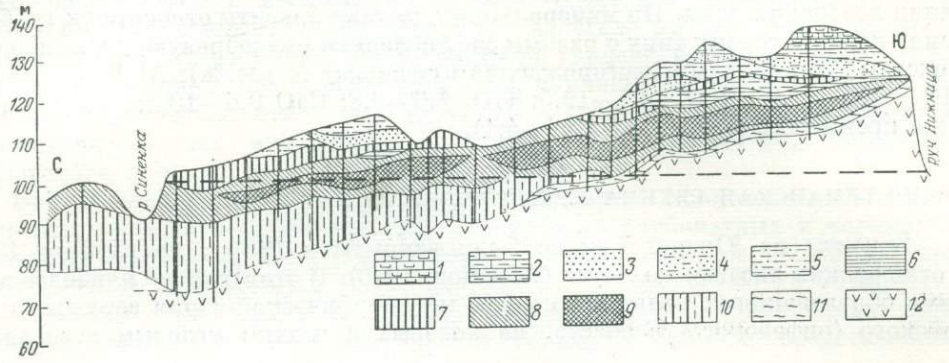


Рис. 115. Продольный геологический разрез Батьковского месторождения. По *С. Вишнякову*. *1* — известняки органогенно-обломочные; *2* — мергели; *3* — пески и песчаники; *4* — пески глинистые; *5* — глины песчаные; *6* — глины пластинчатые; *7* — глины серые и углистые; *8* — сиаллиты; *9* — аллиты и бокситы; *10* — глины углистые, подбокситовые; *11* — глины пестроцветные; *12* — девонские отложения

Дорудный рельеф развивался на девонских отложениях и представляет собой широкую возвышенность, вытянутую в меридиональном направлении и расчлененную долинами рек, широкими и глубокими оврагами. Длина этих долин обычно равна 1—4 км, редко 7 км. Максимальная ширина их в низовьях до 500—1000 м и минимальная в верховьях 100 м. Глубина обычно 10—30, редко 40 м. Склоны долин имели пологую сглаженную поверхность и постепенно сливались с водораздельным пространством. Промышленные залежи бокситов приурочены к овражно-балочным долинам и депрессиям в дорудном рельефе. От размеров и формы последних зависит величина месторождений и морфология залежей.

В Тихвинском районе выделяются две палеогеографические зоны: континентальная (водораздельная) и прибрежно-морская, вытянутые в субмеридиональном направлении. Бокситоносные осадки приурочены к долинам континентальной палеогеографической зоны, в долинах, имеющих связь с морем, бокситы отсутствуют.

Рудные залежи имеют узкую вытянутую линзообразную форму с плоской слабо вогнутой или неровной поверхностью кровли и выпуклой вниз подошвой. Залежи наклонены в сторону падения вмещающих их девонских толщ с наклоном 10—20 м на 1 км. Глубина залегания бокситов от 1—2 до 100—150 м, но обычно не более 40 м.

19 Заказ 485

В поперечном сечении бокситовые залежи имеют концентрическое строение. В центральной части залегают кондиционные бокситы, которые к периферии сменяются аллитами, а затем сиаллитами. В связи с этим содержание глинозема и окиси железа постепенно увеличивается, а кремнезема уменьшается от периферии к центру залежей.

Бокситы характеризуются красновато-коричневой окраской, почти полным отсутствием слоистости, слабой сортировкой обломочного материала, наличием значительного количества растительных остатков, большим количеством вторичного кальцита. Среди бокситов выделяют каменистые, рыхлые и глинистые разновидности. По текстурным признакам среди них различают: обломочные, тонкодисперсные (пелитовые) и оолитово-бобовые.

Исходным материалом при формировании бокситов служила кора выветривания девонских глин. По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит-бемит-каолинитовому типу с разным соотношением рудообразующих минералов. Бокситы по отдельным месторождениям содержат (в вес.%): Al_2O_3 35,7—48,8; SiO_2 11,0—17,9; Fe_2O_3 10,1—19,5; TiO_2 1,6—2,8; CaO 0,6—10,3; средняя величина кремневого модуля 3,5 (2,8—4,1).

ЮЖНО-ТИМАНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Бокситы на Южном Тимане были вскрыты в 1951 г. на глубине 177 м в отложениях визейского яруса (Абрамов, 1970). В этом районе наиболее древними образованиями являются породы метаморфической серии верхнепротерозойского (рифейского) возраста, на которых с резким угловым несогласием

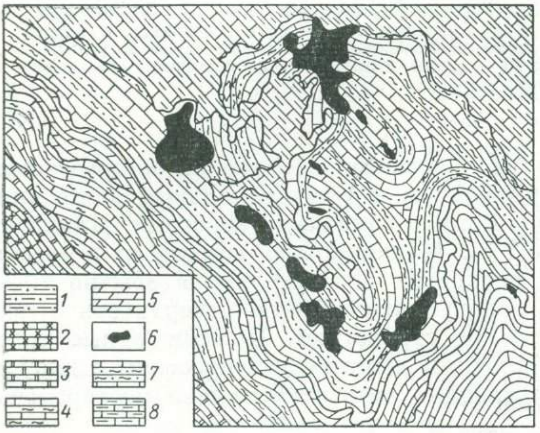


Рис. 116. Геолого-литологическая схема южной части Южно-Тиманского бокситоносного района.

1 — пестроокрашенные глины, мергели, песчаники уфимского яруса; *2* — известняки и доломиты с конкрециями кремней нижнепермского возраста; *3* — известняки с конкрециями кремней верхнекаменноугольного возраста; *4* — известняки и глины московского яруса; *5* — известняки, доломитизированные известняки, глины башкирского яруса; *6* — бокситоносные отложения; *7* — доломиты, доломитизированные известняки, в основании глины, алевролиты, аргиллиты, бокситы и бокситовые породы визе-намюрского возраста; *8* — известняки, глинистые известняки с редкими прослоями глин, алевролиты фаменского возраста

почти горизонтально залегают отложения девонской, каменноугольной и пермской систем, почти повсеместно перекрытые четвертичными осадками (рис. 116).

Метаморфическая серия рифея известна в западной части района и сложена в нижней части переслаивающимися известняками и доломитами с прослоями глинисто-хлорит-кварцевых и кварц-углистых глинистых сланцев, а в верхней части — однообразной толщей переслаивающихся серых, зеленовато-серых и черных хлорит-серицитовых и полевошпат-кварцевых сланцев (очпармская свита).

Среди девонских отложений выделяются породы среднего и верхнего отделов. Эйфельские, живетские и нижнефранские отложения состоят из глин, песчаников и алевролитов с редкими прослоями известняков в верхней части. Верхнефранские отложения в нижней части сложены органогенными известняками с прослоями глин, верхняя часть характеризуется чередованием слоев гипса, ангидрита, загипсованных доломитов, известняков, глин и гипсо-доломитовых пород (ухтинская свита). Нижнефаменские отложения представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами с прослоями песчаников и глин. Мощность девонских отложений 300—350 м, в том числе нижнефранских 130—180 м.

Каменноугольные отложения представлены породами визейского, намюрского, башкирского и московского ярусов. Отложения визейского яруса являются бокситоносными, широко развиты и залегают на размытой поверхности фаменских, а в юго-восточной части района на турнейских отложениях. Состоят они из терригенных отложений тульского и нижнеалексинского горизонтов, глинисто-карбонатных отложений верхнеалексинского горизонта, доломитов, доломитизированных известняков михайловского, веневского, тарусского, стешевского горизонтов и намюрского яруса.

Бокситы связаны с терригенными отложениями нижнеалексинского подгоризонта тульского горизонта. Они залегают на карбонатных и карбонатно-глинистых породах верхнего девона или на делювиальном слое, а перекрываются карбонатными отложениями визейского возраста мощностью до 70 м.

Бокситоносные осадки на дневную поверхность выходят очень редко, преимущественно в долинах рек. Известно около 15 выходов, представленных каолинитовыми глинами и аргиллитами.

Терригенная толща тульско-нижнеалексинского возраста подразделяется на четыре пачки (снизу вверх): подбокситоносную, делювиальный слой, бокситоносную и углисто-пестроцветную. Мощность терригенной толщи в пределах поднятий изменяется от нескольких до 30 м, а во впадинах довизейского рельефа ее мощность достигает 100 м и более за счет увеличения мощности подбокситоносной пачки (до 75 м).

Подбокситоносная, или терригенная, пачка максимально развита только в пределах впадин дорудного (довизейского) рельефа. Она сложена в нижней части мелкогалечными и гравийными конгломератами каолинитовых и бокситоподобных пород, сцементированных песчано-глинистым цементом. Мощность их чаще всего 0,5—1,0 м, иногда достигает 10 м. Выше залегают мелкозернистые полевошпатовые песчаники с сидерито-известково-глинистым цементом, алевролиты и алевритистые глины. В этой пачке редко встречаются линзы глиноподобных и гравелитовых бокситов. Возраст пачки нижнетульский, максимальная мощность ее 75 м.

Делювиальный слой известен только в пределах бокситовых залежей в небольших, но относительно глубоких (10—15 м) эрозионных понижениях в рельефе девонских известняков. Он сложен плохо окатанными валунами, галькой, глыбами и щебнем тонкослоистого глинистого известняка девонского возраста. Цементом служат глины и аргиллиты различной окраски, часто с оолито-бобово-обломочной текстурой.

Бокситоносная пачка располагается полосами различной ширины по склонам поднятий и залегает на девонских известняках или делювиальном слое, а во впадинах — на отложениях подбокситоносной пачки. Она сложена каолинитовыми глинами, аллитами и различными литологическими разновидностями бокситов. Бокситовые залежи расположены в средней части пачки; кверху

и книзу, а также в периферии бокситовый горизонт переходит в аллиты, а затем в каолинитовый аргиллит. Мощность пачки колеблется от 0,8 до 12 м, чаще 4—6 м (рис. 117). Залежи бокситов имеют вытянутую форму с извилистыми контурами. Они залегают на глубине 10—180, чаще 40—100 м. Средняя мощность вскрышных пород изменяется от 57 до 77 м.

Углисто-пестроцветная пачка распространена шире бокситоносной. В нижней ее части располагается пласт углистых аргиллитов, выше залегают алевритистые или аргиллитоподобные плитчатые углистые глины, постепенно переходящие кверху в темно-серые и серые алевролиты. Выше углистых пород, а на севере района над бокситоносной пачкой залегают пестроокрашенные алевриты, глинистые алевролиты и алевриты и алевритистые глины. Общая мощность пачки 8—28 м, чаще 15—20 м.

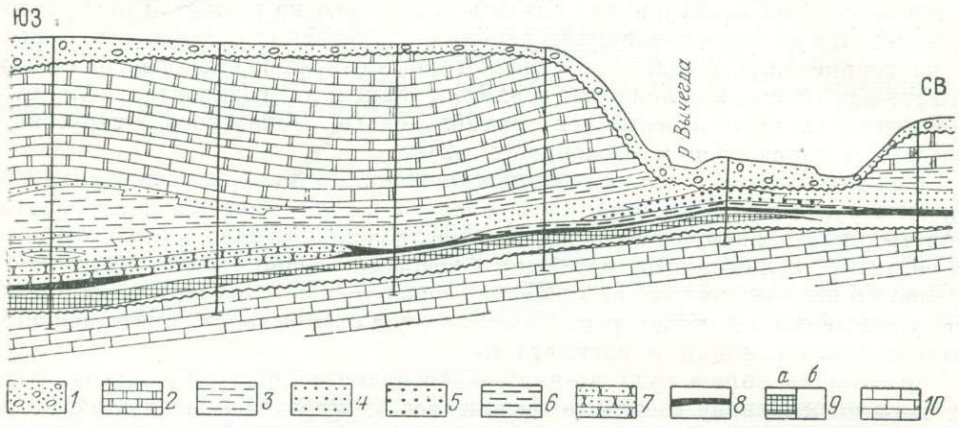


Рис. 117. Геологический разрез бокситовой залежи Южно-Тиманского района. По *П. Абрамову*.
1 — суглинки, супеси, пески, гравийно-галечно-песчаные смеси четвертичной системы; *2* — доломиты; *3* — пестроокрашенные алевритистые глины; *4* — пестроокрашенные глинистые алевролиты; *5* — темно-серые углистые алевролиты; *6* — алевритистые темно-серые углистые глины; *7* — песчаники; *8* — черные углистые аргиллиты; *9* — бокситоносная пачка: *а* — бокситы, *б* — аллиты; *10* — глинистые известняки фаменского яруса

Бокситы Южно-Тиманского района относятся к высокоглиноземистым, высококремнистым, маложелезистым и часто высокосернистым. Они содержат (в вес. %): Al_2O_3 40—70; SiO_2 12—28; Fe_2O_3 3,6—12,72; S 0,38—3,0, сера в основном пиритная. Кремневый модуль по пробам колеблется от 2 до 28, а в среднем по залежам составляет 2,4—3,2.

По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-гиббсит-бемитовому и каолинит-бемитовому типам. Первый из них развит в северо-западной, а второй — в юго-восточной частях района.

ЧАДОБЕЦКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В юго-западной части древней Сибирской платформы и Енисейского кряжа расположено большое количество преимущественно мелких месторождений главным образом карстового типа, которые имеют мел-палеогеновый возраст. Эти месторождения приурочены к площадям развития карбонатных пород домелового фундамента и залегают в карстовых воронках эрозионно-карстовых и суффозно-карстовых депрессий.

В последнее время в междуречье Вельмо и Подкаменной Тунгуски на останцах высокого древнего плато; в Чадобецком районе и Алтае-Саянской

области были обнаружены гальки и обломки высококачественных латеритных бокситов. Эти находки свидетельствуют о том, что на Сибирской платформе кроме карстовых могут быть встречены и латеритные месторождения, бокситы которых, как правило, имеют высокое качество.

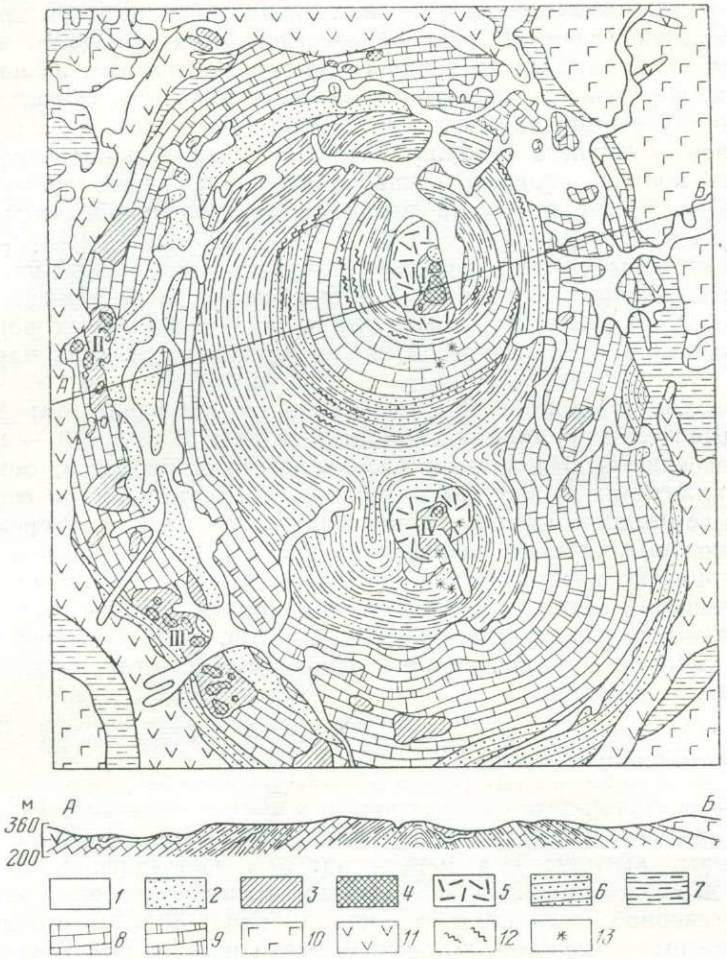


Рис. 118. Геолого-литологическая схема Чадобецкой группы бокситовых месторождений.
По *Е. Пельтеку*.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — верхнетретичные (?) песчано-глинистые отложения; *3* — верхнемеловые бокситоносные отложения; *4* — бокситы; *5* — коры выветривания; *6—13* — породы фундамента (протерозой и палеозой): *6* — песчаники, *7* — алевритo-глинистые, филлитизированные сланцы и алевриты, глинистые сланцы и аргиллиты, *8* — известняки, *9* — доломиты, *10* — туфы и туфобрекчии, *11* — траппы, *12* — жильные образования ультраосновных пород (пикритовые порфириты, слюдистые пироксениты), *13* — эклогитовые и кимберлитовые породы.
Месторождения бокситов (римские цифры): I — Центральное, II — Пуня, III — Ибджибдек, IV — Чуктукон

В пределах Сибирской платформы и Енисейского кряжа расположены Чадобецкая, Татарская и Приангарская группы бокситовых месторождений. Кроме того, встречается большое количество мелких месторождений и бокситопроявлений, расположенных за пределами этих групп (Кривцов, 1968, 1969).

Чадобецкая группа включает месторождения Центральное, Пуня, Ибджибдек, а также Верхне-Теринское, Чуктуконское, Полподское, Медведковское, Цембасское, Нокумское и другие бокситопроявления. Месторождения этой группы приурочены к площадям развития известняков одноименного куполообразного поднятия, которое представляет собой брахиантиклинальную складку, вытянутую в меридиональном направлении на протяжении 45 км при ширине 30 км. Ядро складки сложено верхнепротерозойскими породами. крылья — образованиями кембрия. Породы верхнего протерозоя выходят на поверхность в двух местах, образуя два поднятия — северное и южное. Обрамляются эти ядра в начале внутренним кольцом терригенных пород тасеевской серии верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Затем по периферии поднятия расположено внешнее кольцо, сложенное карбонатными породами ленского яруса нижнего кембрия и терригенными породами верхнеленской свиты верхнего кембрия (рис. 118).

Бокситоносные отложения наиболее развиты в центральной части брахиантиклинали; на площадях внешнего кольца их значительно меньше. Залегают они в обширных эрозионно-карстовых депрессиях и карстовых воронках на коре выветривания верхнепротерозойских и нижнепалеозойских карбонатных толщ.

Бокситоносные отложения подразделяются на три горизонта: 1) подрудный, сложенный желтыми глинами мощностью до 50 м; 2) средний — собственно рудный, образованный различными разновидностями бокситов, бокситовыми породами и аллитами; 3) верхний — надрудный, состоящий из серых глин. В плане и по вертикали бокситы обычно переходят в аллиты. В средней части разреза в некоторых случаях наблюдается два и более горизонтов бокситов. Подрудный горизонт распространен значительно шире, чем рудный.

По особенностям состава выделяются каменистые бокситы, обычно слагающие центральные части крупных залежей, рыхлые, окаймляющие каменистую разность, и глинистые, приуроченные в основном к флангам, а также к почве и кровле рудных бокситов.

Центральное месторождение

Центральное месторождение приурочено к центральной части Чадобецкого поднятия и находится на юго-западном склоне обширной эрозионно-тектонической котловины, вытянутой в меридиональном направлении. Абсолютные отметки бортов котловины 220—300 м, минимальные абсолютные отметки дна котловины в северной части 130 м, в южной — около 30 м. Котловина выполнена бокситоносными осадками, которые залегают на коре выветривания пород древнего фундамента и разделяются на три горизонта: подрудный, рудный и надрудный.

Подрудный горизонт сложен делювиальными образованиями, представленными охристо-желтыми песчанистыми глинами с гнездами и линзами каолинитовых глин и включениями обломков бурого железняка и коренных пород; мощность горизонта 30—40 м.

Рудный горизонт залегает с размывом на неровной поверхности подрудного осадочного горизонта и делится на два подгоризонта. Нижний рудный подгоризонт представлен алевритовыми глинами, высокоглиноземистыми бурыми железняками, с линзами железистых бокситов. Верхний рудный подгоризонт сложен рыхлыми, каменистыми и глинистыми литологическими разновидностями бокситов, а также бокситовыми породами с линзами каолинитовых и лигнитовых

глин. Между нижним и верхним рудными подгоризонтами залегает межрудная пачка каолинитовых глин мощностью 30—40 м.

Надрудный горизонт размещается с размывом на бокситоносном и представлен алевритовыми глинами бурой окраски с обломками кремнистых пород, бурого железняка и каменистого боксита.

На Центральном месторождении железистые продукты переотложения латеритного панциря размещены в нижней части осадочной бокситоносной

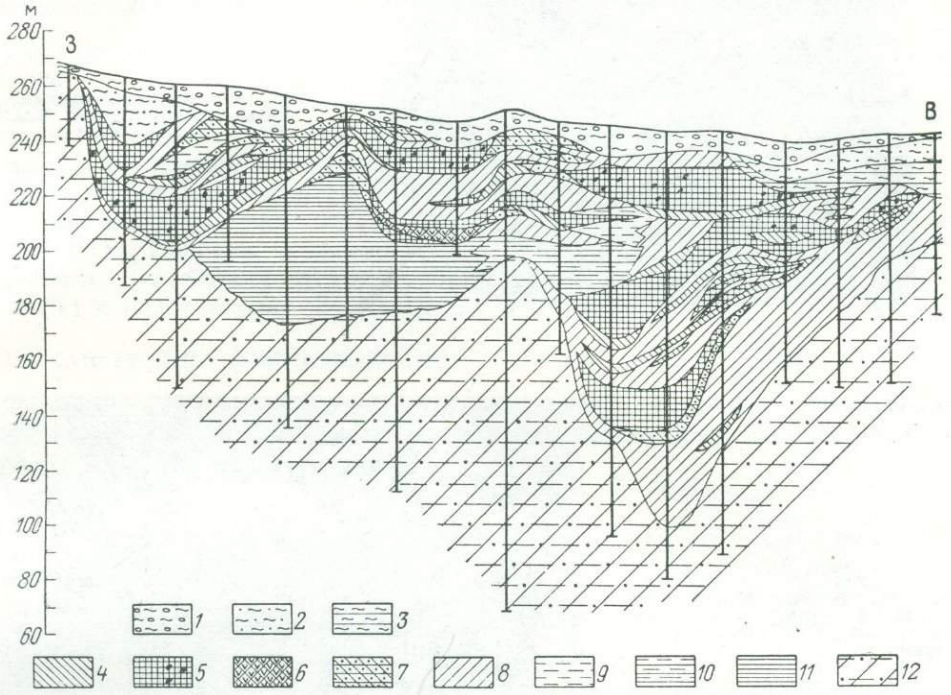


Рис. 119. Геологический разрез Второго рудного тела Центрального месторождения. По *А. Кривцову.*
1—2 — четвертичные образования: *1* — глины делювиальные с обломками коренных пород, *2* — глины озерно-болотные, часто иловатые, нередко песчанистые, иногда с торфом; *3—12* — меловые бокситоносные отложения: *3* — глины красно-бурые, плотные, вязкие, *4* — аллиты, нередко бобовой текстуры, *5* — бокситы рыхлые, *6* — бокситы каменистые, сильно железистые, *7* — алюможелезистые породы, *8* — глины каолинитовые, светло-серые или белые, *9* — глины пестроцветные, *10* — глины темно-серые, лигнитовые или углистые, иногда с остатками обуглившейся древесины, *11* — глины желтые, пластичные, *12* — мезо-кайнозойская кора выветривания песчано-глинистых образований

толщи. Кондиционные бокситы повышенного качества располагаются в верхних частях разреза, образуя линзовидные залежи, отделенные от железистого горизонта прослоями бокситовых каолинитовых глин, а также углей. Такое строение бокситоносной толщи как бы зеркально отражает разрез латеритного профиля выветривания.

На Центральном месторождении выявлено несколько рудных залежей, располагающихся на двух гипсометрических уровнях. Большинство из них связано с верхним рудным подгоризонтом, некоторые — с нижним. Каждая залежь состоит из ряда рудных тел. Крупные рудные тела характеризуются сложной пластообразной формой с многочисленными раздувами и пережимами, а мелкие линзовидной и карманообразной формой (рис. 119).

Бокситовые руды представлены рыхлыми (47%), каменистыми (33%) и глинистыми (22%) разновидностями. По минеральному составу они относятся к гиббсит-гематитовому и каолинит-гиббситовому типам.

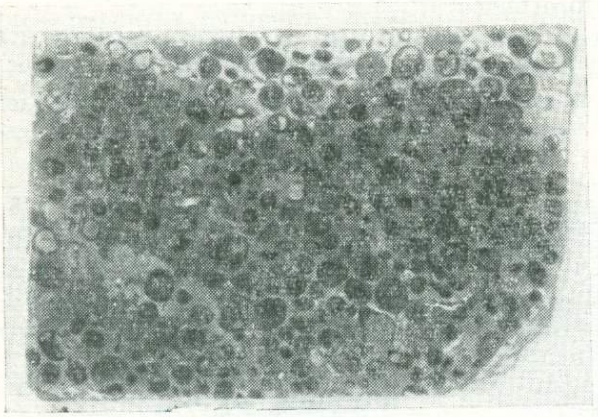


Рис. 120. Боксит каменистый. Центральное месторождение. Скв. 795, глуб. 19 м. Уменьш. 1,5.

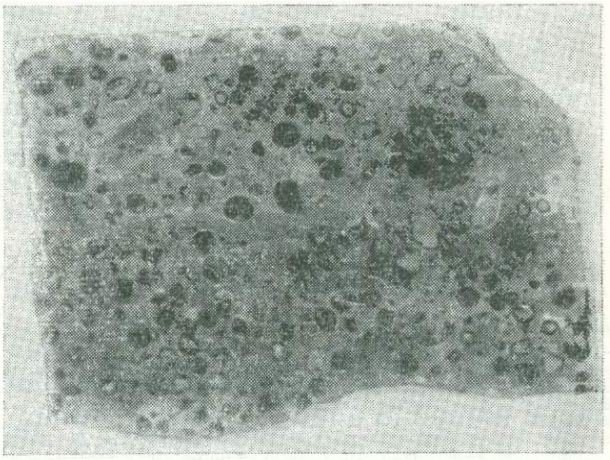


Рис. 121. Боксит каменистый, осветленный. Центральное месторождение. Скв. 808, глуб. 55 м. Уменьш. 1,5.

В бокситах содержится (в вес. %): Al_2O_3 24—36; SiO_2 5—16; Fe_2O_3 15—40; TiO_2 5—18; кремневый модуль 5,3. Бокситовые руды месторождения имеют бобовую структуру (рис. 120, 121), характеризуются повышенным содержанием минералов титана и сравнительно низким содержанием глинозема.

Месторождение Ибджибдек

Месторождение Ибджибдек залегает на дорудном фундаменте, сложенном известняками и доломитами ленского яруса нижнего кембрия. Красноцветные аргиллиты и алевролиты эвенкийской свиты верхнего кембрия развиты в южной части месторождения.

Бокситоносные осадки выполняют карстовые воронки, расположенные на площади развития карбонатных пород фундамента. Мощность бокситоносных осадков обычно 25—35 м, иногда 70—96 м. Бокситы относятся в основном к глинистой разновидности (около 50%), а также к каменистым и рыхлым. Качество бокситов месторождения невысокое, содержание в них глинозема 37,7 вес. %, кремнезема 11,0 вес. %.

Месторождение Пуня

Дорудный фундамент этого месторождения сложен карбонатными породами ленского яруса нижнего кембрия, а в северо-западной части — пластовой интрузией долеритов. На площадях карбонатных пород развиты карстовые поля и отдельные воронки глубиной от 10—15 до 80—100 м, выполненные мел-палеогеновыми бокситоносными осадками.

На месторождении выявлено 21 рудное тело, которые имеют гнездообразную, карманообразную и линзовидную форму. Мощность бокситов в карстовых воронках 50—60 м. Бокситы представлены рыхлыми (47%) и каменистыми (46%) разностями. Основными рудообразующими минералами являются гиббсит (40—50%) и гидрогематит (24—37%).

ТАТАРСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Татарская группа включает Татарское, Мурожнинское (Ивановское), Индыглийское и Сулакшинское месторождения, состоящие из рудных участков. Месторождения бокситов этой группы располагаются в пределах Центрального антиклинория Енисейского кряжа, который сложен комплексом сложно дислоцированных метаморфизованных протерозойских осадочных пород, прорванных интрузиями кислого и основного состава. Древний фундамент перекрыт бокситоносными пестроцветными глинистыми отложениями мурожнинской свиты палеоцен-эоценового возраста, неогеновыми и четвертичными образованиями.

Бокситоносные осадки залегают в карстовых воронках и эрозионно-карстовых депрессиях, которые локализуются на площадях распространения мраморизованных карбонатных пород печенгинской свиты вблизи амфиболитов. Отдельные месторождения представляют собой группы залежей, располагающиеся в эрозионно-карстовых депрессиях и карстовых воронках (рис. 122).

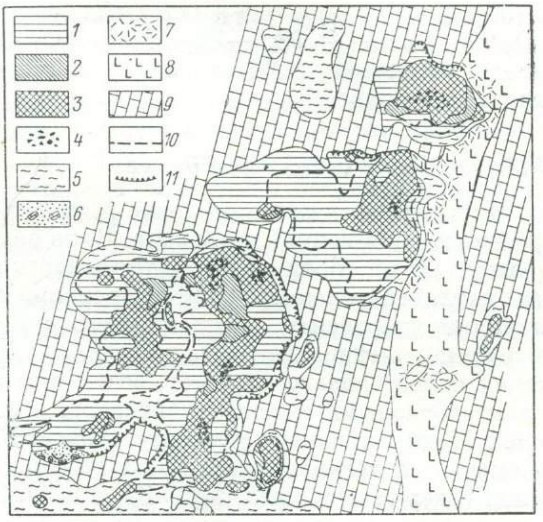


Рис. 122. Схематическая геологическая карта центральной части Татарского месторождения бокситов.
По *Е. Пельтеку.*

1—4 — продуктивная подсвита (палеоген): *1* — глины пестроцветные, каолинитовые, *2* — глины бокситовые, *3* — бокситы рыхлые, *4* — бокситы каменистые; *5—7* — подрудная подсвита: *5* — брекчиевидные глины и алеврито-глинистые отложения с обломками пород фундамента и бокситов, *6* — известковистый кварцевый песок, *7* — кора выветривания амфиболитов; *8—9* — протерозойские отложения: *8* — амфиболиты, *9* —известняки; *10* — контуры погребенных рудных тел; *11* — уступы карстового рельефа

Татарское месторождение

Татарское месторождение состоит из ряда бокситоносных участков. Наиболее крупными из них являются Татарский, Средне-Татарский, Сохатинский. Мурлинский, Березовский, Подголечный и другие, а кроме того, известны мелкие бокситопроявления.

Месторождение относится к карстовому типу, представлено сложными рудными телами небольших размеров, имеющими сложную гнездо- и линзообразную форму, которые приурочены к древним карстовым воронкам, расположенным в зонах контактов амфиболитов и амфиболитовых сланцев с карбонатными породами пенченгинской свиты верхнего протерозоя. Глубина карстовых воронок достигает 230 м. На Татарском участке 14 рудных тел, на Средне-Татарском — 11, в Сохатинском — 6.

Среди бокситоносных осадков на различных участках и залежах выделяются от одного до трех продуктивных бокситорудных горизонтов, сложенных пестроцветными и бокситовыми глинами, рыхлыми и глинистыми бокситами с обилием обломков и стяжений каменистого боксита. Бокситорудные горизонты разделены между собой пестроцветными глинами или налегают друг на друга. В основании каждого из этих горизонтов наблюдается повышенное содержание песчаного или щебенистого материала. В кровле бокситов распространены углистые глины и бурые угли.

Бокситы представлены в основном рыхлыми, а также глинистыми разновидностями. Глинистые бокситы и бокситовые глины слагают нижние части рудных залежей.

Среднее содержание основных компонентов в бокситах (в вес. %): SiO_2 6,5—9,2; Al_2O_3 38,5—37,4; Fe_2O_3 30,5—31,7; TiO_2 4,2—4,7. Основными минералами являются, гиббсит, гематит, маггемит, гётит, магнетит, каолинит, галлуазит, гидрослюды, ильменит, рутил, кварц и др.

Индыглинское месторождение

Индыглинское месторождение расположено к востоку от Татарского и приурочено к одноименной котловине. В его пределах расположены рудные участки: Долгожданный, Восточный, Митрофановский, Таловский и др. Древний фундамент котловины сложен филлитизированными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами удерейской свиты нижнего силура, которые прорваны пластовыми интрузиями амфиболитов. На древнем фундаменте залегают бокситоносные отложения палеогенового возраста, состоящие из углистых и каолинитовых глин с линзообразными залежами бокситов, аллитов и бокситовых пород, выполняющих Индыглинскую котловину. Бокситы залегают на глубине от 3 до 35 м, мощность их тел изменяется от 1 до 8 м. Они отличаются низким качеством. В них содержатся (в вес. %): SiO_2 10; Al_2O_3 32, FeO 38; TiO_2 4.

Мурожнинское (Ивановское) месторождение

Мурожнинское (Ивановское) месторождение включает Мурожнинский, Чикальский, Северный, Афиногеновский, Маломурожнинский бокситорудные участки и ряд бокситопроявлений. Оно располагается в Маломурожнинской котловине, хорошо выраженной морфологически в современном рельефе. Древний фундамент котловины сложен в основном кристаллическими известняками с прослоями кварц-слюдистых сланцев, а в периферических частях котловины —

хлорит-актинолитовыми сланцами, амфиболитами и филлитами. Бокситоносные отложения представлены мурожнинской свитой, разделяющейся на два горизонта: нижний — подрудный и верхний — рудный.

Подрудный горизонт образован песчанистыми и алевритистыми пестроцветными и охристыми глинами, содержащими дресву кремнистых пород и обломки бобового каменистого боксита.

Рудный горизонт представлен пестроокрашенными каолинитовыми глинами, аллитами, гиббсит-каолинитовыми глинами с линзовидными и гнездообразными залежами бокситов, а также углистыми глинами с пропластками углей в средней части разреза. В разрезе выделяются два пласта бокситовых руд, разделенных глинами, содержащими местами углистый материал и переполненные в окраинных частях делювием.

На Мурожнинском месторождении выявлено восемь залежей бокситов, которые имеют линзообразную, реже карманообразную форму; мощность их в центральных частях 20—50 м, в периферических — 1—15 м. Бокситовые руды представлены преимущественно рыхлыми и глинистыми разновидностями, с глыбами и стяжениями каменистого боксита. В них содержится (в вес. %): Al_2O_3 35,3; SiO_2 8,1; TiO_2 2,8, Fe_2O_3 34,4.

Сулакшинское месторождение

Сулакшинское месторождение расположено к северу от Татарского, в непосредственной близости от него находятся Гурахтинское, Мало-Кадринское, Ильинское, Баландинское и другие бокситопроявления.

Древний фундамент Сулакшинского месторождения сложен известняками протерозойского возраста и интрузиями амфиболитов. В зоне контакта карбонатных пород с амфиболитами, а также на известняках, на некотором удалении от алюмосиликатных пород расположены карстовые воронки, выполненные бокситоносными осадками. В нижней части они сложены грубообломочной делювиальной массой, в верхней — пестроцветными, тонкодисперсными каолинитовыми глинами с линзами бурых железняков, бокситов и бокситоносных пород.

На месторождении выявлено 10 рудных залежей сложного строения мощностью от 1 до 35 м. Три из них, имеющие наиболее крупные размеры, приурочены к одной карстовой полости, с максимальной глубиной 142 м. Бокситы Сулакшинского месторождения, характеризуются высоким содержанием окиси железа (до 45—50 вес. %), окиси кремнезема (8—25 вес. %), окиси титана (4—12 вес. %) и сравнительно низким содержанием глинозема (24—48 вес. %).

ПРИАНГАРСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения бокситов Приангарской группы приурочены к Ангаро-Питскому синклинорию и Иркинеевскому выступу Енисейского кряжа, сложенных интенсивно дислоцированными образованиями протерозоя. На последних, в *карстовых воронках и эрозионно-карстовых депрессиях, линейно-вытянутых вдоль структур древнего фундамента*, сосредоточены пестроцветные бокситоносные отложения мел-палеогенового возраста. Размеры карстовых воронок от 25 × × 50 до 150 × 600 м, а депрессий от 50 × 200 до 1200 × 12 000 м. Карстовые воронки в основном приурочены к площадям развития карбонатных пород, а эрозионно-карстовые депрессии располагаются в контактовых зонах алюмосиликатных и карбонатных пород. Протяженность контактовой зоны между карбонатными породами джурской толщи и терригенными породами красногорской

толщи потоскуйской свиты составляет около 350 км. Однако бокситы в этой протяженной зоне известны только на отдельных участках. Бокситовые залежи в плане имеют форму сложных вытянутых линз, в которых длина обычно в несколько раз превышает ширину, при резком колебании мощности по продольной оси и вкрест вытянутости. Совместно с удлиненными залежами на всех месторождениях расположены отдельные изолированные, изометричные в плане залежи.

Мощности бокситоносных осадков, выполняющих депрессии и воронки, достигают 120 м. В большинстве случаев они расчленяются на две толщи: нижнюю — подрудную мощностью до 50 м и верхнюю — бокситорудную мощностью до 100 м. Подрудная толща обычно сложена гидрослюдистыми и каолинит-гидрослюдистыми глинами с обломками выветрелых коренных пород. Верхняя бокситорудная толща представлена каолинитовыми и каолинит-гидрослюдистыми глинами и различными литологическими разновидностями бокситов.

В пределах Приангарской группы известно несколько месторождений бокситов, такие, как Киргитейское, Верхотуровское, Порожнинское и Ендинское, а также отдельные обособленные рудопроявления, находящиеся между Иркинеевским выступом и Чадобецким поднятием. Каждое месторождение обычно включает несколько рудных участков.

Киргитейское месторождение

Киргитейское месторождение приурочено к западному крылу Ангаро-Питского синклинория и включает Киргитейский и Верхне-Киргитейский бокситорудные участки, а также Нижне-Киргитейское, Средне-Киргитейское, Иллерконское, Рыбинское, Гремячинское, Копченгинское и другие бокситопроявления. Рудные участки и бокситопроявления располагаются в депрессии, которая протягивается в меридиональном направлении более чем на 30 км. В ней насчитывается свыше 17 рудных залежей.

Древний фундамент месторождения сложен песчано-глинистыми филлитизированными сланцами и карбонатными породами удерейской свиты нижнего синия, соприкасающихся по тектоническому контакту. Вдоль контакта вытянуты карстовые воронки и эрозионно-карстовые депрессии, выполненные пестроцветными песчано-глинистыми осадками мелового и палеогенового возраста, содержащими несколько бокситоносных горизонтов, разобщенных между собой глинами.

На Киргитейском участке расположено 17 рудных тел. Среди бокситов выделяют каменистые, рыхлые и глинистые разновидности, с преобладанием последних. В кондиционных бокситах содержится (в вес. %): Al_2O_3 34—48; SiO_2 2—16; Fe_2O_3 15—28; TiO_2 до 3,5.

Верхотуровское месторождение

Верхотуровское месторождение расположено на южном крыле Ангаро-Питского синклинория. На месторождении выявлено 18 рудных тел, имеющих линзообразную форму. Бокситы приурочены к верхней части бокситоносных отложений мел-палеогенового возраста, выполняющих депрессии в зоне контакта терригенных и карбонатных пород.

Рудные тела бокситов расположены в единой бокситорудной зоне длиной около 12 км. В бокситах содержится (в вес. %): Al_2O_3 44,5; SiO_2 14,8, кремневый модуль 2,4—4,2. Бокситы имеют бобовую и слоистую структуры (рис. 123).

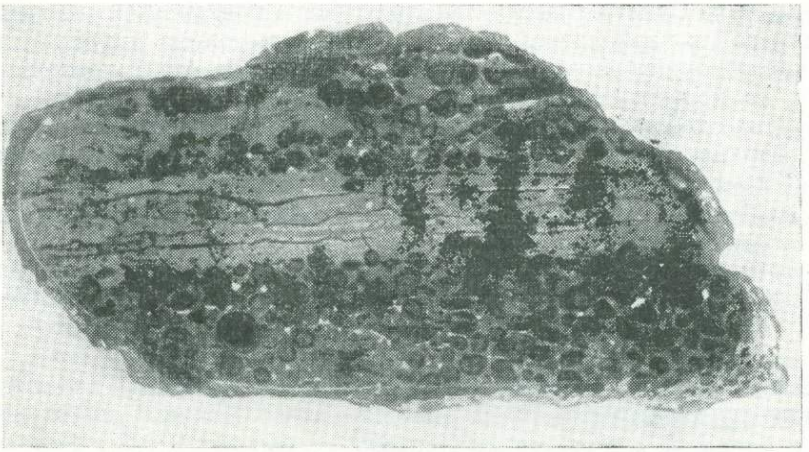


Рис. 123. Боксит каменистый. Южный участок, Верхотуровское месторождение. Уменьш. 1,5.

Порожнинское месторождение

Порожнинское месторождение бокситов приурочено к Иркинеевскому выступу. В его пределах расположены Порожнинский и Ульдинский бокситовые участки, а также Артюгинское, Лунчское, Нижне-Теринское, Акинское и другие бокситопроявления.

Порожнинский участок включает 19 рудных тел, залегающих среди пестроцветных, кирпично-красных каолинитовых и гидраргиллит-каолинитовых глин. Форма их сложная: карманообразная в карстовых воронках и линзообразная в эрозионно-карстовых депрессиях. Протяженность рудных тел 130—600 м. Рудные тела с наиболее высоким качеством бокситов приурочены непосредственно к контактовым зонам глинистых сланцев красногорской толщи с карбонатными породами (рис. 124).

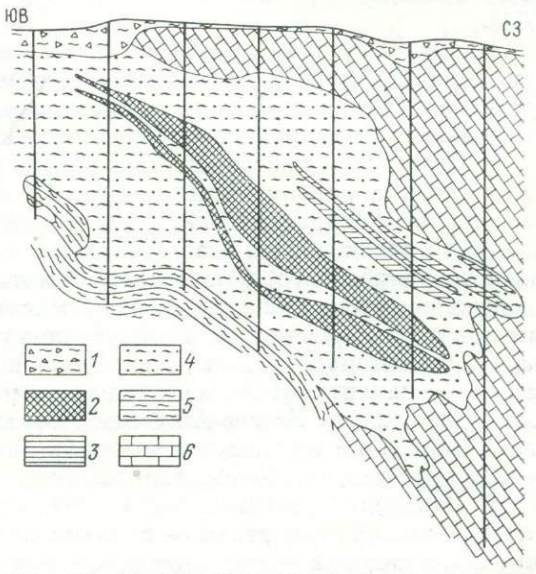


Рис. 124. Геологический разрез вкрест простирания Первого рудного тела Порожнинского месторождения. По *И. Кусову.*

1 — делювиальные отложения; *2*—бокситы; *3* — бокситовые глины; *4* — глины; *5* — глинистые сланцы, аргиллиты; *6* — известняки, доломиты

Ендинское месторождение

Ендинское месторождение расположено на восточном крыле

Ангаро-Питского синклинория, в зоне сочленения последнего с Сибирской платформой. Оно включает Ендинский, Верхне-Ендинский и Сухой бокситовые участки, а также Велиндинское, Ендинское, Ельчимское, Каталангское и другие рудопроявления.

Рудные тела Сухого участка локализуются в контактовой зоне красногорской сланцевой и карбонатной джурской толщ, выполняя крупную долинообразную карстово-котловинную депрессию, вытянутую вдоль контакта указанных толщ на протяжении 20 км.

Подрудная толща на месторождении размещается на закарстованной волнистой поверхности карбонатных и отчасти терригенных пород потоскуйской свиты и состоит из железистых гидрослюдисто-каолиновых и песчанистых глин мощностью 25—80 м. Рудный горизонт сложен каолинитовыми пестроцветными глинами, аллитами и бокситами.

На месторождении выявлено 20 рудных тел бокситов линзо- и карманообразной формы. В них содержится (в вес. %): Al_2O_3 40,5; SiO_2 13,8; Fe_2O_3 24,0; TiO_2 2,78; кремневый модуль 2,9.

ОСАДОЧНЫЕ (ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Бокситовые месторождения на молодых (эпигерцинских) платформах приурочены к эрозионно-карстовым и суффозионно-карстовым депрессиям и карстовым воронкам, располагающимся на площадях развития карбонатных пород, а также к долинообразным эрозионным депрессиям, развитым на алюмосиликатных породах. Месторождения сосредотачиваются, как правило, на складчатом фундаменте, в основании платформенного чехла горизонтально залегающих рыхлых осадков мезо-кайнозойского возраста (Кирпаль, Хацкевич, 1971).

Наиболее крупные месторождения молодых платформ известны в пределах Тургайского прогиба; мелкие месторождения встречены на восточном склоне Среднего и Северного Урала, в Мугоджарах, Целиноградском, Экибастуз-Павлодарском и Причимкентском бокситоносных районах.

В Тургайском прогибе месторождения бокситов объединены в три крупных бокситоносных района: Западно-Тургайский, Центрально-Тургайский и Амангельдинский (Кирпаль, 1966). Во всех районах Тургая наблюдается пространственная и генетическая связь бокситов с составом подстилающих пород палеозойского (домелового) фундамента. Она выражается в том, что месторождения бокситов приурочены к закарстованным полосам развития известняков или к зонам контакта карбонатных и алюмосиликатных пород. В связи с этим они образуют бокситоносные зоны, вытянутые вдоль структур палеозойского складчатого фундамента. В Амангельдинском районе известно пять бокситоносных зон: Аркалыкская, Нижне-Ашутская, Верхне-Ашутская, Уштобинская и Актасская. Первая из них имеет кальцеобразную форму, остальные четыре вытянуты в субмеридиональном направлении.

В Западно-Тургайском районе бокситоносные три зоны — Центральная, Ливановская, Таунсорская — вытягиваются в субмеридиональном направлении. На площадях между бокситоносных зон местами зафиксированы мелкие карстовые воронки, заполненные бокситом.

Ливановская бокситоносная зона в западной части Западно-Тургайского района вытянута в меридиональном направлении. В ее пределах находятся Славянское, Варваринское, Батолинское, Ак-Аульское, Покровское,

Северо-Ливановское, Южно-Ливановское, Сахаровское и другие месторождения и бокситопроявления. Эта зона характеризуется тем, что подавляющее большинство месторождений и бокситопроявлений приурочены к Ливановскому глубинному разлому и относятся к карстовому типу. Расположены они на карбонатных породах силура, среднего и верхнего девона, нижнего карбона. Отдельные месторождения состоят из многочисленных мелких изолированных типично карстовых залежей, расположенных на абсолютных отметках +180—+240 м.

Центральная бокситоносная зона занимает центральное положение в районе. Она вытянута вдоль структур палеозойского складчатого фундамента. На ее территории расположены Белинское, Аятское, Тимирское, Карабайтальское, Клочковское и другие бокситовые месторождения. Характерной чертой этой зоны является то, что месторождения ее приурочены к сравнительно узким полосам карбонатных пород, залегающим среди обширных площадей вулканогенно-осадочных пород среднего состава визе-намюрского возраста. Месторождения этой зоны относятся к карстово-котловинному и карстовому типам. Бокситы залегают на абсолютных отметках от +150 до +210 м.

Таунсорская бокситоносная зона расположена в восточной и юго-восточной части Западно-Тургайского района. Она вытянута в субмеридиональном направлении. К южной части этой зоны приурочены Таунсорское, Озерное, Кызылкольское, Батманкольское, Северо-Уркачское, а в северной части Мамыркульское, Кужукульское и другие месторождения и бокситопроявления. Месторождения этой зоны состоят, как правило, из мелких залежей карстового типа, в некоторых случаях контактово-карстового и пластообразного типа, приуроченных к площадям развития карбонатных пород турне-нижневизейского возраста. Бокситоносные осадки залегают на абсолютных отметках от +80 до +190 м.

Наиболее характерными для молодых (эпигерцинских) платформ являются Краснооктябрьское, Белинское, Наурзумское месторождения и Амангельдинская группа различающиеся по особенностям геологического строения, условиями локализации рудных залежей, морфологии и размером рудных тел, возрасту бокситоносных осадков и другим признакам.

Краснооктябрьское месторождение

В геологическом строении месторождения принимают участие дислоцированные породы палеозойского фундамента и горизонтально залегающие на них отложения мезозоя и кайнозоя. Породы фундамента и бокситоносные осадки не имеют выхода на дневную поверхность и перекрыты песчано-глинистыми отложениями кайнозойского возраста мощностью от 27 до 60 м, а в среднем 40 м.

Палеозойский фундамент сложен в основном отложениями среднего верхнего визе и намюра. Они представлены толщей карбонатных и вулканогенных пород — андезитовыми порфиритами среднего состава и их туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Отложения палеозоя прорваны небольшими по размеру интрузиями диоритов и плагиогранит-порфиров. Отметки кровли палеозойского фундамента на месторождении изменяются от +140 до +200 м.

Поверхность фундамента осложнена разрывными нарушениями субширотного направления, а также карстовыми и эрозионно-карстовыми депрессиями и карстовыми воронками, заполненными бокситоносными осадками и бокситами (рис. 125].

Мезо-кайнозойские отложения в нижней части представлены образованиями коры выветривания, бокситоносными осадками, которые перекрыты морскими

листоватыми глинами чеганской свиты, а также континентальными песчано-глинистыми осадками кутанбулакской, чиликтинской, чаграйской, наурзумской и аральской свит и четвертичными суглинками.

Бокситоносные осадки залегают в эрозионно-карстовых, суффозионно-карстовых замкнутых долинах, карстовых котловинах и карстовых воронках, расположенных на площади развития карбонатных пород, вытянутой в северо-восточном направлении. На месторождении выделено 24 рудных залежи или участков, которые разделены между собой выступами карбонатных пород или пестроцветными глинами подрудной толщи.

Рис. 125. Геолого-литологическая карта палеозойского фундамента и бокситоносных отложений Краснооктябрьского месторождения.
По *Д. Венкову* и *Г. Кирпалю*.
1 — бокситы и бокситовые породы; *2* — бокситоносные отложения: бокситовые, каолинитовые и пестроцветные глины; *3* — кора выветривания эффузивно-пирокластических пород; *4* — кора выветривания интрузивных пород; *5—8* — образования визе-намюрского возраста: *5* — известняки, *6* — переслаивание известняков и других осадочных пород с туфами и порфиритами, *7* — порфириты и их туфы, *8* — диориты, диоритовые порфириты, плагиограниты нижнекаменноугольного возраста; *9* — тектонические нарушения

По литологическим особенностям и возрасту бокситоносные осадки месторождения разделяются на два горизонта нижний — подрудный и верхний — рудный.

Подрудный горизонт сложен пестроцветными глинами, часто с обломочной структурой, красновато-коричневого, бурого, желтого, иногда серого цвета.

Глины имеют гидрослюдисто-каолинитовый состав. В верхней части горизонта иногда залегают небольшие линзы кондиционных руд. Возраст подрудного горизонта сеноманский.

Рудный горизонт на пестроцветных глинах подрудного горизонта залегает с размывом и сложен преимущественно каменистыми, рыхлыми, сухаристыми и глинистыми разновидностями бокситов. Мощность его колеблется от нескольких до 120 м. В верхней части рудного горизонта на наиболее крупных залежах расположены каолинит-лигнитовые глины мощностью до 20 м. Они имеют каолинитовый состав с прослоями и линзами серых, темно-серых и черных лигнитовых глин. Осадки рудного горизонта по данным спорово-пыльцевого анализа относятся к турон-сантонскому возрасту (рис. 126).

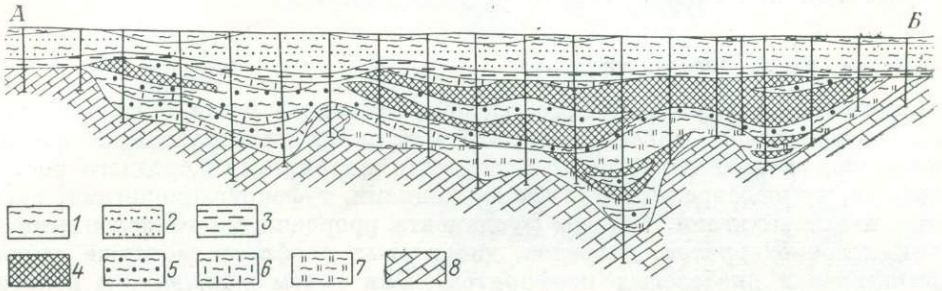


Рис. 126. Разрез по III залежи Краснооктябрьского месторождения бокситов. По *Г. Кирпалю.*
1 — суглинки, супеси; *2* — пески разнозернистые, кварцевые, глины разноцветные (чиликтинская свита); *3* — глины листоватые, темно-зеленые (чеганская свита); *4—7* — бокситоносные отложения сеноман-туронского возраста: *4* — бокситы каменистые и рыхлые, *5* — аллиты глинистые (бокситовая глина), *6* — глины каолинитовые, белые; *7* — глины пестроцветные; *8* — известняки визе-намюрского возраста

Краснооктябрьское месторождение представлено двумя рудными полями: Северным и Южным. На Северном рудном поле расположены 15 залежей бокситов, на Южном — 9. Все бокситовые залежи приурочены к эрозионно-карстовым, карстово-котловинным и карстовым впадинам фундамента с весьма сложным рельефом. Наиболее крупные из них образовались в зоне контакта известняков с андезитовыми порфиритами. По форме и строению дорудного рельефа месторождение относится к карстово-котловинному типу, некоторые залежи месторождения являются типично карстовыми. Морфология рудных тел находится в прямой зависимости от дорудного рельефа. Рудные залежи представляют собой совокупность линейно-вытянутых или изометричной формы рудных тел, расщепляющихся на флангах как в поперечном, так и в продольном направлениях. Они имеют сложное строение, обусловленное переслаиванием и фациальными переходами кондиционных бокситов, аллитов и глин. Выделенные по данным опробования и химических анализов рудные тела и залежи бокситов обладают прихотливыми контурами в плане и разрезе, а также изменчивым химическим и литологическим составом руд.

В пределах рудных залежей на месторождении выделено 527 самостоятельных рудных тел. Промышленные запасы установлены в 128 рудных телах, из них в 17 заключена преобладающая масса бокситовых руд.

Среди литологических разновидностей на месторождении выделяют каменистые (35%), рыхлые (57%) и глинистые (8%) бокситы. Основными рудообразующими минералами являются: гиббсит (гидраргиллит), гидрогематит, гематит и каолинит. Из вторичных минералов наиболее широко распространены

20 Заказ 485

сидерит и кальцит, реже хлорит (шамозит), пирит, марказит. Бокситы верхних частей рудных тел месторождения сидеритезированы, содержание сидерита колеблется от 1,05 до 10—12%, а иногда достигает 21—25%. Это значительно снижает качество боксита, так как углекислота, содержащаяся в сидерите, является вредной примесью. Ее содержание в бокситах изменяется от 1,48 до 3,8%, а в среднем составляет 2,65%.

Химический состав бокситов характеризуется значительным колебанием (в вес. %): Al_2O_3 41,78—49,86; SiO_2 5,23—14,00 и Fe_2O_3 7,21—24,22.

В зависимости от технологических особенностей и использования бокситовых руд в промышленности (производство глинозема и черная металлургия) среди бокситов выделяются следующие типы или сорта руд; б) гидрохимические (байеровские), 2) спекательные, 3) металлургические.

Белинское месторождение

Белинское месторождение расположено в северной части Западно-Тургайского бокситоносного района. Палеозойский складчатый фундамент месторождения сложен известняками, андезитовыми порфиритами среднего состава, их туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, аргиллитами и алевролитами. Породы фундамента прорваны многочисленными интрузиями гранодиоритов, диоритов, диоритовых порфиров, а также дайками альбитофиров и диабазовых порфиритов. Они смяты в складки с пологими крыльями и имеют субмеридиональное простирание.

Известняки, на площади которых расположены залежи бокситов, занимают центральную часть месторождения (рис. 127). Известняки разбиты на отдельные разновеликие блоки субмеридиональными и субширотными тектоническими нарушениями. Вследствие этого полосы известняков в южной части месторождения чередуются с полосами эффузивно-осадочных пород.

На породах палеозойского фундамента повсеместно развита кора выветривания, представленная каолинитовыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Максимальная мощность коры выветривания (до 60 м) отмечается в зонах тектонических нарушений и в зонах контактов различных по составу пород. Депрессионные впадины, заполненные бокситоносными осадками, образовались в карбонатных породах в зоне стратиграфического и тектонического контакта последних с пирокластическими породами основного состава.

На бокситоносных осадках, а там, где их нет, прямо на породах палеозойского складчатого фундамента или на их коре выветривания лежат морские листоватые глины чеганской свиты верхнеэоценового возраста, а также континентальные песчаные и глинистые осадки олигоценового времени и четвертичные суглинки. Суммарная мощность осадков, покрывающих бокситы, от 6 до 55 м.

Бокситоносные отложения состоят из переслаивания пестроцветных каолинитовых и бокситовых глин, аллитов, углистых глин, каменистых, рыхлых и глинистых бокситов. В нижней части преобладают глинистые осадки. Тела бокситов приурочены к верхней части разреза. Общая мощность бокситоносных осадков 170 м. Возраст бокситоносных осадков сеноман-туронский, но преобладающая часть бокситовых руд образовалась, по-видимому, в туронское время.

На месторождении выявлено 26 рудовмещающих впадин, разнообразных по форме и величине. Размеры их в плане изменяются от небольших карстовых

воронок диаметром 50—60 м до сравнительно круглых эрозионно-карстовых депрессий длиной до 1500 м при ширине 300—700 м. В каждой изолированной впадине расположена одна залежь, состоящая из двух-трех основных и нескольких вспомогательных рудных тел. Эти тела имеют линзообразную форму.

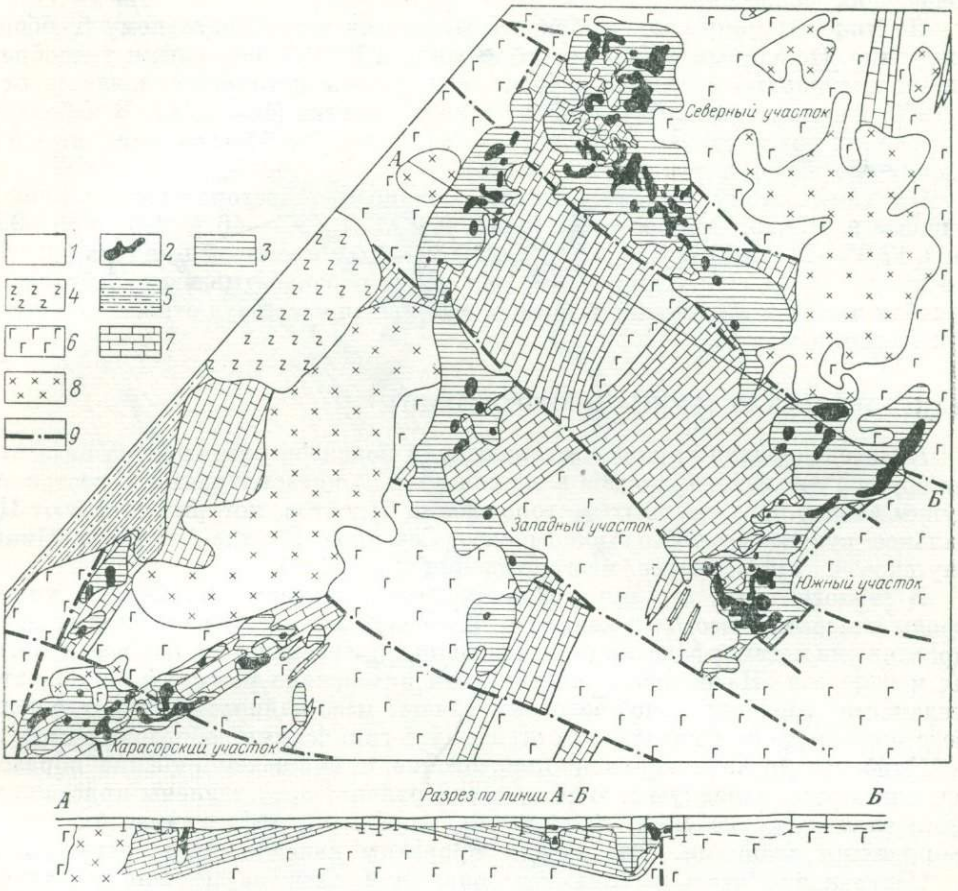


Рис. 127. Геолого-литологическая схема палеозойского фундамента и бокситоносных отложений Белинского месторождения. Составил Г. Кирпаль по данным Темирской ГРЭ.

1 — покровные песчано-глинистые отложения палеогенового и четвертичного возраста; *2* — бокситы и бокситовые породы; *3* — бокситоносные отложения, бокситовые пестроцветные и пролювиально-делювиальные глины сеноман-туронского возраста; *4* — базальты, базальтовые порфириты триаса; *5* — красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты среднего и верхнего карбона; *6—7* — породы средне- и верхневизейского возраста: *6* — андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, туфы, туффиты, туфобрекчии, туфопесчаники, *7* — известняки; *8* — диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты нижнего карбона; *9* — предполагаемые тектонические нарушения

Бокситовые залежи месторождения сгруппированы в четыре участка: Южный, Северный, Западный и Карасорский, вытянутые вдоль контактов тектонических блоков известняков с вулканогенными породами. Всего на месторождении насчитывается 230 рудных тел, из них 128 имеют промышленное значение.

Бокситы представлены каменистыми (30,2%), рыхлыми (30,4%) и глинистыми (36,5%) разновидностями, которые в вертикальном разрезе перемежа-

ются с пестроокрашенными глинами и аллитами. К бортам депрессий кондиционные бокситы фациально замещаются бокситовыми и пестроцветными глинами. Каменистые бокситы, как правило, слагают верхние части бокситоносных осадков, а глинистые расположены в нижней, наиболее глубокой части рудовмещающих депрессий.

По минеральному составу бокситы относятся к трехгидратному (гиббситовому) типу. По данным исследований института ВАМИ, основными рудообразующими минералами являются гиббсит, содержание которого изменяется от 50 до 70%, каолинит (2—20%), гематит и гидрогематит (10—23%). В небольших количествах присутствуют: корунд (1—5%), кварц (до 3%), кальцит (до 1,5%), сидерит (до 10%) и рутил (1,7—2,9%).

По химическому составу бокситы Белинского месторождения являются лучшими в районе. Они содержат (в вес. %): Al_2O_3 40,4—46,8; SiO_2 5,68—9,64; Fe_2O_3 12,83—23,86; TiO_2 1,84—2,34; CaO 0,30—1,64; кремневый модуль 4,2—7,1. В основном руды гидрохимические, они могут перерабатываться Байеровским способом или Байер-спеканием, и лишь небольшая часть руд относится к металлургическому сорту.

АМАНГЕЛЬДИНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Амангельдинская группа месторождений бокситов расположена на восточном борту Тургайского прогиба в верховьях р. Ащитастытургай. В состав этой группы входят пять крупных месторождений бокситов, которые образуют Центральное рудное поле. Это Аркалыкское, Северное, Верхне-Ашутское, Нижне-Ашутское и Уштобинское месторождения (рис. 128).

В геологическом строении района и месторождений принимают участие породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Палеозойский фундамент сложен дислоцированными метаморфическими, изверженными и осадочными породами докембрия и палеозоя. На неровной поверхности интенсивно размытого складчатого фундамента горизонтально залегает толща мезо-кайнозойских отложений, представленных континентальными песчано-глинистыми образованиями.

Наиболее древние верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования, слагающие западную и южную части района, представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, основными эффузивами, их туфами, кремнистыми сланцами. Эти породы прорваны каледонскими гранитоидами.

Центральная часть района месторождений сложена песчано-глинистыми и карбонатными породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона. В нижней части девонские отложения сложены конгломератами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, выше залегают красноцветные песчано-глинистые и гидрослюдистые сланцы и аргиллиты франского яруса. Последние постепенно, без перерывов, сменяются известняками, доломитизированными и глинистыми известняками фамена и нижнего турне. Выше трансгрессивно залегают кремнистые известняки и мергели верхнего турне, которые постепенно сменяются переслаиванием аргиллитов, алевролитов, известняков и песчаников визейского яруса. Заканчивается разрез палеозоя отложениями намюра, образованными сероцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми известняками.

На породах фундамента развита древняя кора выветривания мощностью от нескольких до 50—60 м. На последней залегает аркалыкская бокситоносная свита палеоцен-эоценового возраста, представленная в нижней части песчано-глинистыми отложениями, на которых располагаются каменистые, рыхлые,

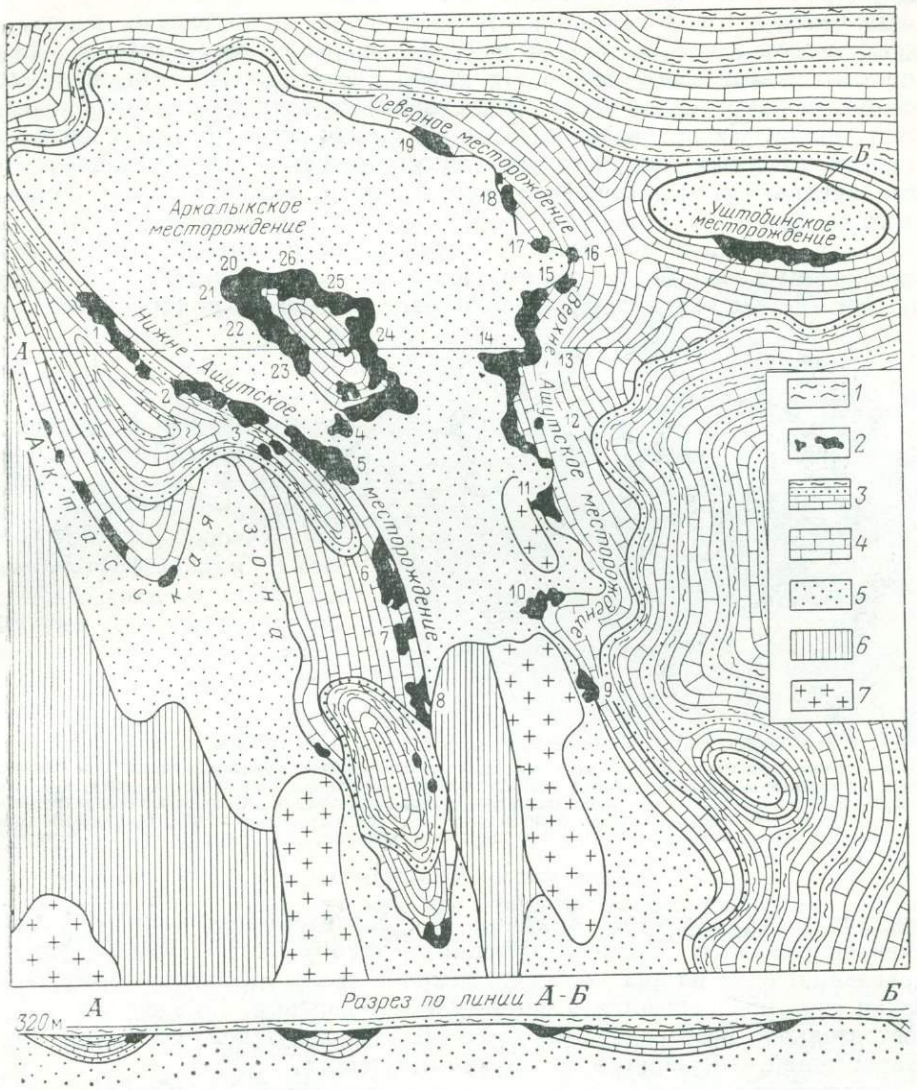


Рис. 128. Геолого-литологическая схема палеозойского фундамента Амангельдинской группы бокситовых месторождений. По *Г. Кирпалю.*

1 — песчано-глинистые отложения; *2* — рудные залежи бокситов; *3* — известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники нижнекаменноугольного возраста; *4* — известняки, доломитизированные известняки верхнего девона и нижнего карбона; *5* — гидрослюдистые песчано-глинистые сланцы, алевролиты франского яруса; *6* — кварциты, кварц-слюдистые и слюдисто-кварцевые, графитовые сланцы, гнейсы, гнейсо-граниты докембрия; *7* — граниты.

Рудные участки (номера на схеме): 1 — Западно-Аркалыкский, 2 — Геофизический, 3 — XI Ашутский, 4 — I Ашутский, 5 — V Ашутский, 6 — VI Ашутский, 7 — IX Ашутский, 8 — X Ашутский, 9 — XIV Ашутский, 10 — XIII Ашутский, 11 — XII Ашутский, 12 — III Ашутский, 13 — VIII Ашутский, 14 — VII Ашутский, 15 — IV Ашутский, 16 — Юго-Восточный, 17 —Южный, 18 — Центральный, 19 — Северо-Западный; 20 — II Аркалыкский, 21 — I Аркалыкский, 22 — VI Аркалыкский, 23 — V Аркалыкский, 24 — VII Аркалыкский, 25 — IV Аркалыкский, 26 — III Аркалыкский

сухаристые и глинистые бокситы. Бокситы фациально сменяются гиббситсодержащими каолинитовыми глинами.

На бокситоносной свите размещается толща палеогеновых пород, среди которых выделяется маломощная чаграйская свита, представленная крупнозернистыми кварцевыми песками и слабо сцементированными песчаниками. Выше лежит наурзумская свита, сложенная пестроокрашенными тонкодисперсными глинами. На них располагается аральская свита, представленная плотными гипсоносными монтмориллонитовыми глинами. На последней залегает жиландинская свита красно-бурых суглинков с известковыми и гипсовыми конкрециями.

Рудные залежи и бокситоносные участки Амангельдинского района сконцентрированы в пяти бокситоносных зонах, тяготеющих к контактам алюмосиликатных (песчано-глинистых) пород франского яруса и карбонатных пород

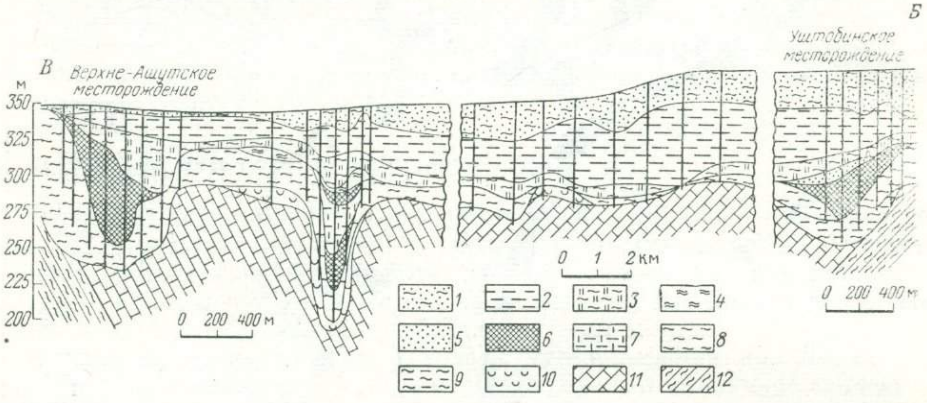


Рис. 129. Геологический разрез по линии *ВБ* (см. рис. 128). По *Г. Кирпалю.*

1 — четвертичные суглинки; *2* — глины плотные, зеленовато-серые, аральская свита; *3* — глина пестроцветная, наурзумская свита; *4* — глина белая, пятнистоокрашенная, наурзумская свита; *5*— песок глинистый, чаграйская свита; *6* — бокситы каменистые, рыхлые, глинистые и бокситовые глины (рудный горизонт); *7* — глины межрудные, желтые, полосчатые; *8* — глины бурые и желтые (подрудный горизонт); *9* — глины темно-серые и черные; *10* — глины коры выветривания; *11* — известняки; *12* — песчано-глинистые сланцы

(известняков и доломитов) фамена. Три бокситоносные зоны — Актасская, Нижне-Ашутская и Верхне-Ашутская — вытянуты в субмеридиональном направлении, одна из них — Аркалыкская — имеет овальную форму, а Уштобинская зона протягивается в широтном направлении. Каждая зона образует самостоятельное месторождение, кроме Верхне-Ашутской, состоящей из двух месторождений — Северного и Верхне-Ашутского.

Большинство бокситовых залежей месторождений Амангельдинской группы относятся к контактово-карстово-котловинному типу, но некоторые мелкие залежи являются типично карстовыми. Залежи обычно состоят из нескольких рудных тел, которые залегают горизонтально или слабо наклонены и имеют очень неровную почву и кровлю.

Залежи бокситов приурочены к краевым частям дорудных котловин, образовавшихся на площадях развития карбонатных пород. В связи с этим они залегают на склонах депрессий, приуроченных к контакту алюмосиликатных пород с карбонатными (рис. 129). Нижние горизонты некоторых залежей месторождения расположены в линейно-вытянутых вдоль структур палеозойского фундамента долинообразных карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях.

Рельеф домелового фундамента во время бокситонакопления был сравнительно простым. Здесь выделяются Улутавское, Тастинское, Аркалык-Ашутское и Уштобинское поднятия и Акжаро-Ашутская, Аркалыкская, Верхне-Ашутская и Аркалык-Тастинская депрессии. Поднятия отвечают антиклинальным структурам, депрессии — синклинальным, сложенным, как правило, карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Относительные превышения в рельефе изменяются от единиц до нескольких десятков метров.

Во время бокситообразования на площадях депрессий существовали, по-видимому, континентальные водные бассейны, по берегам которых, сложенных алюмосиликатными породами, происходило интенсивное химическое выветривание пород фундамента. На склонах большинства депрессий, вдоль зоны контакта красноцветных песчано-глинистых пород франа и карбонатных пород фамена и турне, в первую стадию бокситообразования происходило формирование линейно-вытянутых и изометричных карстовых воронок и депрессий и заполнение их бокситоносными осадками. В стадию максимального бокситонакопления образование бокситов переместилось на склоны депрессий, сложенные алюмосиликатными породами.

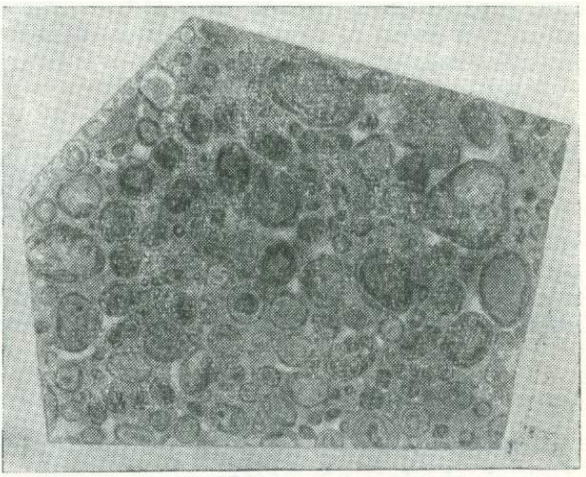


Рис. 130. Боксит каменистый, крупнобобовой текстуры. Аркалыкский участок.

Бокситы и генетически связанные с ними огнеупорные глины залегают на глубине от 0 до 100 м. Они располагаются в виде непрерывной цепочки обособленных рудных залежей, разделенных участками некондиционных пород. Бокситовые залежи представляют собой различного размера горизонтальные или пологонаклонные линзы неправильного извилистого очертания в плане.

Состав бокситов и вмещающих пород для всех месторождений сравнительно однообразен. Бокситы обычно представлены каменистыми, рыхлыми, сухаристыми и глинистыми разновидностями, а огнеупорные глины — гиббситсодержащими каолинитовыми разностями. Пестроцветные вмещающие бокситы глины также имеют каолинитовый состав. Между различными разновидностями бокситов, огнеупорных глин и вмещающих пород наблюдаются постепенные переходы (Лисицина, Пастухова, 1963).

Степень участия литологических разновидностей бокситов в различных месторождениях неодинакова. Аркалыкское месторождение сложено в основном каменистыми (46,6%) и рыхлыми (29,1%) бокситами (рис. 130). В строении Северного месторождения принимают почти одинаковое участие каменистые (31,0%), рыхлые (23,6%) и глинистые (27,0%) бокситы, Верхне-Ашутское месторождение сложено сухаристыми (32,6%), глинистыми (26,2%) и рыхлыми (22,2%) бокситами, а каменистые бокситы имеют подчиненное значение (11,0%). На Нижне-Ашутском месторождении каменистые

бокситы составляют 34,4%, рыхлые 28,4%, сухаристые и глинистые — по 17,4%.

Основными рудообразующими минералами бокситов являются: гиббсит, гематит и каолинит. Их содержание изменяется в зависимости от разновидности и сортности руд. Из второстепенных минералов выделяют: галлуазит, кварц, гётит, рутил, гипс, кальцит и другие.

Химический состав бокситов Амангельдинской группы характеризуется значительным колебанием компонентов (в вес. %): Al_2O_3 28—60 (в среднем 46,42—57,11); SiO_2 1,8—20 (в среднем 9,57—14,54); Fe_2O_3 0,5—30 (в среднем 11,2—14,56).

В зависимости от потребления (производство глинозема, черная металлургия, абразивная промышленность) бокситовые руды разделяются на следующие сорта или типы: 1) гидрохимические (байеровские), 2) спекательные, 3) металлургические, 4) абразивные.

Наурзумское месторождение

Наурзумское месторождение расположено в центральной части Тургайского прогиба. В строении месторождения принимают участие породы домелового дислоцированного фундамента и горизонтально залегающие на них породы мела и кайнозоя. Домеловой дорудный фундамент сложен породами нижнего карбона, нижнего и среднего триаса, среднего отдела юрской системы (рис. 131).

Нижнекаменноугольные образования представлены нерасчлененной толщей нижнего турне и визе. Они развиты в основном в центральной части месторождения и к полосе их развития приурочено большинство залежей бокситов. Сложены они главным образом известняками, реже песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туффитами, иногда частым переслаиванием этих пород.

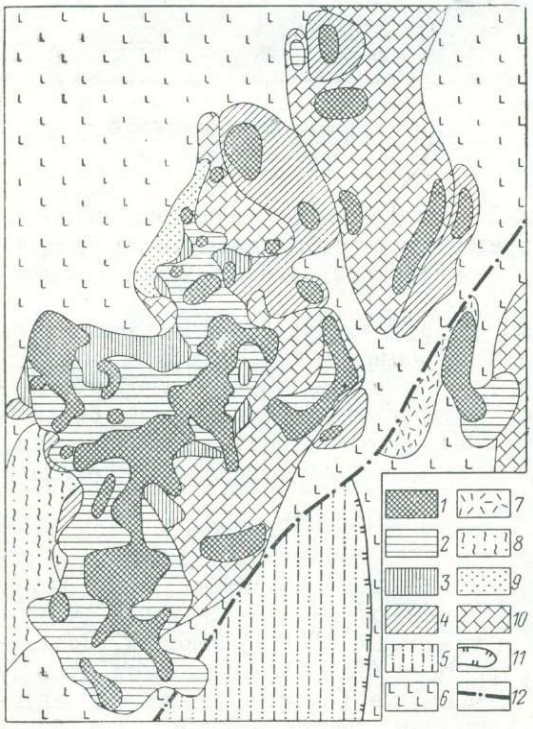


Рис. 131. Геолого-литологическая схема домелового фундамента и бокситоносных отложений Наурзумского месторождения. По *А. Евлампьеву* и *Г. Кирпалю*.

1 — бокситы и бокситовые породы альб-сеноманского возраста; *2* — аллиты, бокситоподобные глины того же возраста; *3* — пестроцветные и песчаные глины (межрудный горизонт) того же возраста; *4* — каолинитовые глины коры выветривания; *5* — алевриты, аргиллиты, песчаники, бурые угли средней юры; *6* — базальты, долериты; *7* — кварцевые порфиры; *8* — алевролиты, аргиллиты, песчаники нижнесреднетриасовые; *9* — песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты верхнего палеозоя; *10* — известняки с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов; *11* — контуры угленосной депрессии; *12* — тектонические нарушения

Породы нижнего и среднего триаса (туринская свита) весьма широко развиты на месторождении и за его пределами. Они представлены эффузивно-осадочной толщей, среди которой преобладающее значение имеют эффузивные породы и резко подчиненное — осадочные образования. Эффузивные породы состоят в основном из базальтов и в меньшей степени из долеритов и кварцевых порфиров. Осадочные породы представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками и сланцами.

Юрские осадки развиты в основном в южной части Наурзумского месторождения, где они выполняют Докучаевскую угленосную депрессию. Они сложены мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов с большим количеством углефицированной древесины и бурого угля.

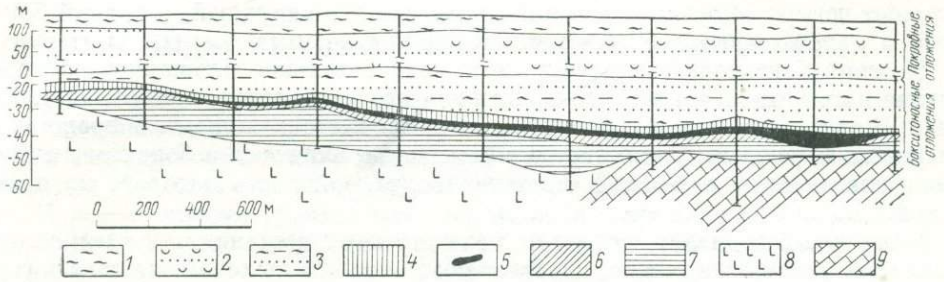


Рис. 132. Геологический разрез Наурзумского месторождения. По *Г. Кирпалю.*
1 — супеси, суглинки, пески; *2* — переслаивание опок, песчаников и песков (тасаранская свита); *3—7* — бокситоносные осадки альб-сеноманского возраста: *3* — переслаивание лигнитовых и каолинитовых глин с кварцевыми песками, *4*— аллиты и каолинитовые глины с сидеритом, *5* — бокситы каменистые, рыхлые и глинистые, *6* — бокситоподобные глины и песчаники кирпично-красного цвета, *7* — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; *8* — базальты нижнего и среднего триаса; *9* — известняки нижневизейские

Породы палеозойского фундамента почти повсеместно перекрыты образованиями коры выветривания, мощность которых достигает 50 м. Особенно мощная кора выветривания развита на базальтах и нижнекаменноугольных отложениях; юрские осадки затронуты выветриванием сравнительно слабо. Верхние зоны коры выветривания сложены пестроцветными глинами монтмориллонитового и каолинитового состава.

На породах коры выветривания залегают континентальные бокситоносные отложения альбского и сеноманского возраста (рис. 132). Суммарная мощность их 30—80 м. Перекрываются бокситоносные осадки морскими отложениями маастрихтского яруса, развитыми в южной части месторождения и представленными известковистыми глауконит-кварцевыми песчаниками; мощность их в среднем 10 м. Выше залегают отложения среднего и верхнего эоцена (тасаранская свита), распространенные очень широко на всей площади месторождения. Они с резким размывом перекрывают все вышеописанные осадки. Состоят они из кремнистых и песчаных опок, опоковидных глин, глауконит-кварцевых песков и песчаников; мощность их не превышает 100 м.

Листоватые глины верхнего эоцена — нижнего олигоцена (чеганская свита) известны только в южной части месторождений, в других местах они уничтожены четвертичной эрозией; мощность их 20 м.

Вышележащие четвертичные образования развиты повсеместно, так как Наурзумское месторождение расположено в пределах древней Убагано-

Тургайской ложбины, выполненной озерно-аллювиальными осадками четвертичного времени.

Наурзумское месторождение приурочено к Кушмурунской грабен-синклинали. Бокситоносные осадки в пределах месторождения выполняют пологую и неглубокую депрессию в домеловом фундаменте, именуемой Наурзумской впадиной с абсолютными отметками ложа —90 +10 м. Сложены они песчано-глинистыми осадками и в меньшей степени бокситами, аллитами и бокситовыми глинами.

В отличие от других бокситоносных районов Тургайского прогиба бокситы Наурзумского месторождения не приурочены к карстовым депрессиям, в вертикальном разрезе залегают в средней части бокситоносных отложений и связаны с площадями сплошного развития альб-сеноманских континентальных бокситоносных осадков. В разрезе альб-сеноманских бокситоносных отложений выделяют четыре горизонта: нижний бокситовый, межрудный, верхний бокситовый и лигнитоносный (А. Евлампьев, 1965 г.).

Нижний бокситовый горизонт имеет незначительное площадное распространение и приурочен к двум небольшим депрессиям, расположенным на известняках нижнего карбона. Он встречен несколькими скважинами и представлен каменистыми, рыхлыми и глинистыми бокситами, аллитами и бокситовыми глинами, залегающими в нижней части горизонта, мощность которого не превышает 13 м.

Межрудный горизонт состоит из полимиктовых песчаников и алевролитов, в редких случаях аргиллитов, переслаивающихся между собой; мощность горизонта не превышает 30 м.

Верхний бокситовый горизонт является основным, он сравнительно широко распространен и выдержан по мощности и качеству. Он находится на глубине 134—196 м, в среднем 160 м. Этот горизонт сложен каменистыми, рыхлыми и глинистыми разновидностями бокситов, а также аллитами, бокситовыми, пестроцветными и каолинитовыми глинами. Среди бокситов преобладают каменистые разности; глинистые и рыхлые бокситы встречаются редко. Аллиты, как правило, залегают в основании горизонта, под бокситами и имеют кирпично-красный цвет. Серые бокситы развиты в верхней части бокситорудного горизонта. Образовались они, по-видимому, в результате интенсивной сидеритизации красных бокситов и аллитов.

Бокситы, аллиты и пестроцветные глины верхнего бокситорудного горизонта, в отличие от нижнего содержат значительное количество песчаного материала. Мощность горизонта изменяется от 1 до 15 м.

Надрудный (лигнитоносный) горизонт залегает на глубине 120—180 м, представлен он кварцевыми песками и темно-серыми глинами, которые часто переслаиваются и фациально замещают друг друга. Пески обычно кварцевые с небольшой примесью полевого шпата и обломков обугленной древесины. Глины песчаные, иногда слоистые, каолинитового состава, с обломками обугленной древесины; мощность горизонта 80 м.

По времени образования нижний бокситорудный и межрудный горизонты можно отнести к альбу, а верхний бокситорудный и надрудный (лигнитоносный) — к сеноману.

Наурзумское месторождение представлено одной основной залежью бокситовых руд, которая состоит из девяти рудных тел, имеющих различные размеры, неправильную форму, сложную конфигурацию и различную промышленную ценность. Рудное тело 1 по размерам и запасам является наиболее крупным; в нем сосредоточено преобладающее количество запасов бокситов. Кроме основ-

ной залежи в восточной части месторождения выявлено два рудных тела, подсеченных одиночными скважинами.

Бокситовые руды Наурзумского месторождения характеризуются повышенным содержанием железа (22,5%), двуокиси титана (4,8%), углекислоты (2,08) и сравнительно пониженным содержанием глинозема (39,98%). Повышенное содержание железа и титана объясняется тем, что источником глинозема служила кора выветривания базальтов.

Минеральный состав бокситов сравнительно прост. Основными рудообразующими минералами являются гиббсит, а также гидроокислы железа и окислы титана. Спектральные анализы бокситов и вмещающих пород показывают повышенное содержание, по сравнению с кларковыми, ванадия, хрома, никеля, кобальта, циркония, молибдена, цинка, скандия, стронция, ниобия.

ОСНОВНЫЕ ВИДЫ НЕБОКСИТОВОГО АЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ

Кроме бокситов алюминиевым сырьем для получения глинозема и алюминия в промышленном масштабе используются нефелиновые руды Кия-Шалтырского и Тежсарского месторождений, нефелиновые концентраты апатит-нефелиновых руд Кольского полуострова, алунитовые руды Загликского месторождения. Перспективными рудами для получения кремне-алюминиевых сплавов и алюминия являются высокоглиноземистые кианитовые сланцы Кейвской группы, расположенные на Кольском полуострове, и каолиновые глины Ангренского и других месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ РУД

Нефелиновые руды являются вторым после бокситов по промышленному значению видом алюминиевого сырья. Промышленная ценность нефелиновых руд определяется наличием в них нефелина, содержащего до 35,7% глинозема. Наиболее богаты нефелином (75—85%) уртиты. Это высокосортные нефелиновые руды, не требующие обогащения. Нефелиновые сиениты, содержащие более 5—7% окиси железа, должны подвергаться предварительному обогащению.

Менее богаты нефелином нефелиновые сиениты, в том числе тералитосиениты и апатито-нефелиновые руды. Вместе с тем они являются весьма ценным источником высокосортных нефелиновых концентратов, которые получают из хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд. Нефелины по химическому и минеральному составу являются комплексным сырьем. Из нефелинов при добавке известняка можно получать глинозем, кальцинированную соду, поташ и цемент.

Переработка нефелиновых руд освоена советской промышленностью применительно к нефелиновым концентратам, получаемым из хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд Хибинского месторождения. Кроме того, в промышленных масштабах используются нефелиновые руды Кия-Шалтырского и в меньшей степени Тежсарского месторождений.

Перспективными для использования являются месторождения Горячегорское, Андрюшкиной речки и Тулуюльское, Медведкинское, Кургусульское и другие месторождения нефелиновых руд Восточной Сибири. Аналогичными по качеству нефелиновыми рудами сложено Кубасадырское месторождение, расположенное в Центральном Казахстане, и месторождение Турпи в Таджикистане.

Кия-Шалтырское месторождение

Месторождение расположено в северной части Кузнецкого Алатау. В геологическом строении его участвуют разнообразные по возрасту (от протерозоя до девона) осадочные, осадочно-вулканогенные и метаморфические породы, а также интрузивные породы преимущественно основного и щелочного состава.

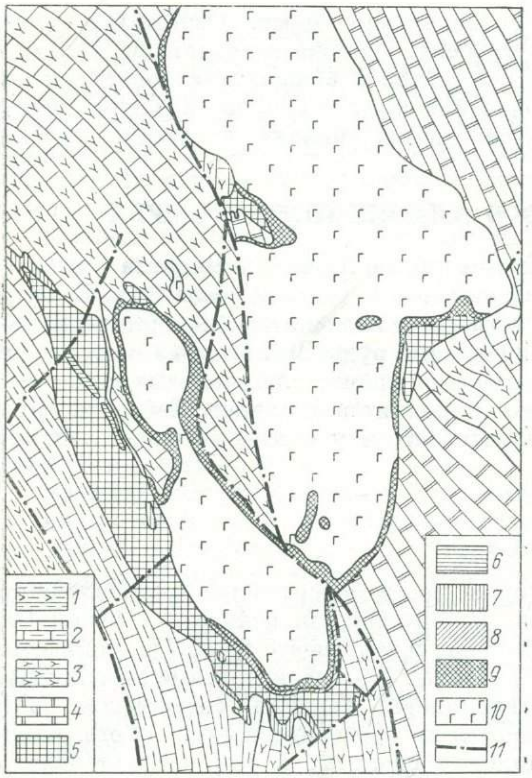


Рис. 133. Схематическая геологическая карта Кия-Шалтырского месторождения нефелиновых руд.
По *А. Мостовскому.*

1 — сланцы, порфириты и их туфы; *2* — ритмичнослоистые известняки; *3* — туффиты, туфы, известняки; *4* — органогенные известняки; *5* — уртиты; *6* — порфировидные ийолит-уртиты и ийолиты; *7* — кальцит-гранатовые ийолит-уртиты и ийолиты; *8* — плагиоклазсодержащие уртиты; *9* — габбро-пироксениты, пироксениты; *10* — габбро; *11* — тектонические нарушения

Месторождение, согласно данным Н. Бурухина, приурочено к массиву щелочных габброидов, прорывающих вулканогенно-осадочные породы алданского яруса и известняки усинской свиты нижнего кембрия (рис. 133). Интрузивный массив имеет форму штока, вытянутого в меридиональном направлении на 3 км при ширине 2 км. Северная часть массива сложена преимущественно трахитоидными участками калишпатизированных габбро, южная часть — гипидиоморфнозернистыми габбро, в различной степени нефелинизированными, а также уртитами. Массив окаймлен зоной метасоматических роговиков и скарнов, шириной от десятков до 300 м.

Рудное тело, сложенное уртитом, находится в юго-западной части массива, вдоль контакта гипидиоморфнозернистых габбро с карбонатными породами. В плане оно имеет подковообразную форму, на глубине — форму клина.

Уртиты характеризуются выдержанностью минерально-петрографического состава, почти полным отсутствием ксенолитов вмещающих пород и небольшой трещиноватостью. В небольшом количестве встречаются дайки и шлировые тела ийолитов, ийолит-порфиров и диабазовых порфиритов, мощность которых не превышает 4—5 м (чаще 0,5—1,5 м); их объем составляет около 6% общего объема тела уртитов.

Основными минералами уртитов являются нефелин (85% рудной массы, при колебаниях от 74 до 96%) и титанистый авгит; менее распространены титанистый эгирин-авгит, щелочная роговая обманка, лепидомелан, апатит, титаномагнетит, пирит, пирротин. Химический состав руд сравнительно постоянен (в вес. %): Al_2O_3 24—29 (в среднем 27,75), SiO_2 39,0—42 (в среднем 40,44); среднее содержание в рудах Fe_2O_3 4,96; $Na_2O + K_2O$ 13,26.

Кондиции для подсчета запасов предусматривают: бортовое содержание глинозема не менее 24%, окиси калия и натрия в сумме не менее 10%, окиси железа не более 7% и кремнезема не более 43%.

Минимальное содержание в подсчетном блоке глинозема 26% при минимальном среднем содержании окисей калия и натрия в сумме 11,5% и максимальном среднем содержании окиси железа 6%, кремнезема 42%.

Нефелиновые руды Кия-Шалтырского месторождения без предварительного обогащения используются для переработки на глинозем на Ачинском глиноземном комбинате.

Горячегорское месторождение

Горячегорское месторождение расположено в области сочленения Кузнецкого Алатау с Чулымо-Енисейской впадиной и характеризуется развитием пород двух структурных ярусов: нижнего, сложенного метаморфизованными и дислоцированными карбонатными отложениями верхнего протерозоя и эффузивно-осадочными породами кембрия, и верхнего, представленного переслаивающимися пачками осадочных и вулканогенных образований девона. Интрузивные породы района по возрасту относятся к четырем комплексам, при этом горячегорский (нижне-среднедевонский) комплекс сложен нефелиновыми сиенитами, щелочными габброидами и щелочными сиенитами.

Месторождение, как указывает В. Мехалев, относится к сложным по петрографическому составу массивам нефелинсодержащих пород, слагающим вершину и северо-западный склон горы Горячей. Массив имеет штокообразную форму и залегает преимущественно в базальтовых порфиритах нижнего девона. Контакты массива с вмещающими породами крутые — в южной части пачки вертикальные, а в остальных местах имеют падение под углами 60—80° в западном направлении. Нижняя граница его не установлена; наиболее глубокие скважины, пробуренные до 470—540 м от поверхности, из нефелинсодержащих пород не вышли.

Строение массива зональное: в направлении с запада на восток выделяются три зоны, вытянутые в меридиональном направлении и сложенные нефелинсодержащими породами из группы щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Западная часть массива, где распространены преимущественно тералиты, лейкократовые тералиты, полевошпатовые ийолиты и сиенит-ийолиты, отличается отсутствием четких контактов и наличием перемежаемости указанных разновидностей пород. В центральной части, сложенной полевошпатовыми уртитами и уртито-сиенитами, и в восточной, где преобладают нефелиновые сиениты, контакты между породами более четкие. Все породы секутся дайками сиенит-порфиров, аплитов, берешитов, пегматитов и щелочных лампрофиров; направление даек обычно юго-восточное, падение крутое к юго-западу.

Рудами Горячегорского месторождения практически являются все вышеперечисленные разновидности пород; при этом различие между кондиционными и некондиционными рудами обусловлено соотношением главных породообразующих минералов — нефелина и полевых шпатов: в кондиционных рудах преобладает нефелин, количество которого всегда более 40%, тогда как в некондиционных рудах преобладают полевые шпаты.

С учетом минерального и химического состава выделяются три типа руд: 1) нефелиновые габброиды (лейкократовые тералиты); 2) нефелиновые монцониты (тералито-сиениты); 3) нефелиновые сиениты (полевошпатовые уртиты).

Кондиции для подсчета запасов, предусматривают: 1) минимальное промышленное содержание глинозема (оно же бортовое в пробе): а) для тералито-сиенитов и лейкократовых тералитов 21% при содержании кремнезема не более 44% (кремневый модуль 0,48); б) для полевошпатовых уртитов 22% при содержании кремнезема не более 49,0% (кремневый модуль 0,45); при бо́льшем содержании кремнезема содержание глинозема должно удовлетворять указанным выше модулям; 2) минимальную мощность рудного интервала, включаемую в контур подсчета запасов, 10 м; 3) максимальную мощность прослоев некондиционных пород и безнефелиновых даек, включаемых в контур подсчета запасов, соответственно 10 и 5 м (а при невозможности пространственного выделения даек включение их в контур подсчета без ограничения мощности); 4) раздельный подсчет запасов отдельных типов руд — тералито-сиенитов, лейкократовых тералитов и полевошпатовых уртитов.

Нефелиновые руды Горячегорского месторождения предполагается использовать для переработки на глинозем с предварительным обогащением. Они служат дополнительной сырьевой базой Ачинского глиноземного комбината.

Нефелиновые концентраты

В настоящее время для получения глинозема на Волховском алюминиевом заводе и Пикалевском глиноземном комбинате в значительных количествах используются нефелиновые концентраты, которые являются продуктами обогащения апатито-нефелиновых руд.

Более половины запасов нефелиновых руд заключены в комплексных апатито-нефелиновых рудах месторождений Мурманской области, являющихся основным источником для получения апатитового концентрата; нефелиновый концентрат получается попутно, из части добываемых и перерабатываемых руд.

Апатито-нефелиновые руды содержат только 10—14% глинозема, а нефелиновый концентрат 29% глинозема. Из общих запасов апатито-нефелиновых руд на долю алюминиевого сырья условно можно отнести 30—35%. Из апатито-нефелиновых руд Хибинского месторождения из каждой тонны апатитового концентрата можно получить 0,7 т нефелина.

Официально утвержденных технических условий на нефелиновую руду и нефелиновый концентрат как сырья для производства глинозема в настоящее время нет. При оценке нефелинсодержащих пород как алюминиевого сырья, важное значение имеет щелочной модуль (молекулярное отношение суммы щелочей калия и натрия к глинозему). Наиболее качественные породы должны иметь этот модуль, близким к единице. Учитывается также силикатный модуль, который не должен превышать 3,3—3,4. При содержании окиси железа более 7% нефелиновая руда должна обогащаться — обезжелезиваться.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛУНИТОВЫХ РУД

Алунитовые руды являются комплексным сырьем, так как при их переработке можно получать кроме глинозема калийные удобрения и серную кислоту. Алунитовые руды образуются в разнообразных геологических условиях, однако промышленные месторождения связаны с молодым вулканизмом. При этом алунитовые руды образуются в результате воздействия вулканогенных сернистых газов и растворов, обогащенных серной кислотой, на вмещающие породы.

Наиболее крупным в СССР является Загликское месторождение в Азербайджанской ССР, Акташское, Гусшайское, Каттайсайское, Ургазское и Раватсайское находятся в Узбекской ССР, Беганьковское — в западной части Украины, Искинское — на Дальнем Востоке.

Загликское месторождение

Загликское месторождение расположено в Дашкесанском районе Азербайджанской ССР. Район месторождения, по данным Р. Кофмана и К. Алиева, представляет собой синклинальную складку с пологими углами падения, сложенную туфогенными породами юрского возраста, которые на площади месторождения под воздействием гидротермальных растворов претерпели метасоматоз, образовав алунитовые руды (рис. 134).

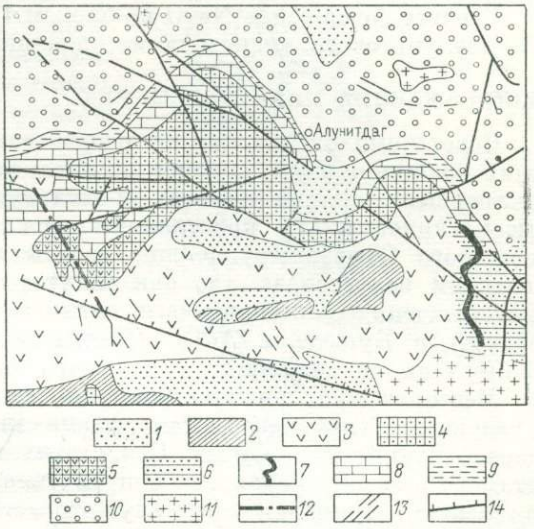


Рис. 134. **Геологическая карта Заглик-Дашкесанской группы месторождений алунита.**
По *М.-А. Кашкаю.*

1 — аллювиальные, элювиальные и делювиальные четвертичные образования; *2* — диабазовые порфириты нижнего мела — верхней юры; *3—9* — отложения верхней юры: *3* — верхняя свита туфов и туффитов кимериджа, *4* — алунитизированная, пирофиллитизированная и каолинитизированная толща, *5* — туффиты, подстилающие и покрывающие алунитовую толщу, *6* — роговики по породам оксфорда — кимериджа и отчасти средней юры, *7* — скарново-железорудная залежь, *8* — известняки лузитанской толщи, *9* — келловейские аргиллиты и песчаники с прослоями мергелей; *10* — вулканогенные обломочные породы порфиритового состава среднеюрские; *11* — габброиды и гранитоиды; *12* — тектонические нарушения; *13* — дайки жильных пород основного состава; *14* — ось Дашкесанской синклинали

Загликское месторождение представляет собой моноклинально залегающую толщу гидротермально измененных вулканических пород с падением на ЮЗ 190—210° под углом 10—15°. Маркирующим горизонтом являются известняки лузитанского возраста (верхний оксфорд — нижний кимеридж) мощностью до 175 м. На известняках согласно залегают туфогенные породы кимериджского возраста, представленные туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Эти туфогенные породы подверглись алунитизации, причем степень алунитизации по всей мощности различна.

В связи с этим наблюдается перемежаемость и переслаивание алунитизированных и безрудных слоев. Изменение степени алунитизации отмечается также и по простиранию. Мощность безрудных прослоев изменяется от нескольких до 10—20 м.

Основное рудное тело имеет пластообразную форму, согласную с общим залеганием толщи. На юго-восточном участке оно расщепляется на две пачки, причем верхняя быстро выклинивается. Нижняя пачка имеет бо́льшую площадь распространения. Протяженность ее по простиранию от 1,5 до 2,6 км.

Для подсчета запасов алунитовых руд утверждены кондиции, которые предусматривают бортовое содержание алунита 25%, минимальное промышленное содержание по блоку 48%, максимальное содержание неалунитового глинозема 4,9%. Минимальная мощность рудных прослоев, включаемая в подсчет запасов, 2 м; максимальная мощность прослоев пустых пород в контуре подсчета также 2 м; максимальное соотношение мощностей вскрышных пород и полезной толщи по блоку 5 : 1; бортовое содержание алунита для подсчета забалансовых запасов 10%. Для расчета содержания алунита в пробах по количеству серного ангидрида принимался коэффициент, равный 2,55.

Руды сложены преимущественно алунитом и кварцем, в небольшом количестве (около 5%) присутствуют глинистые минералы. Алунит месторождения характеризуется калиево-натриевым составом с преобладающим содержанием K_2O над Na_2O. Содержание алунита неравномерное и колеблется по отдельным интервалам опробования от 10 до 80%, но чаще находится в пределах 40—60%, составляя в среднем по блокам 51—57%, а по месторождению — 53%.

Среднее содержание Na_2O по блокам 1,3—1,8%, K_2O 3,4—4,2%, содержание неалунитового глинозема не превышает 2,6%.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИАНИТОВЫХ РУД

Советскими специалистами разработан электротермический способ получения алюминия и его сплавов из высокоглиноземистых пород — кианитовых (дистеновых), силлиманитовых и андалузитовых кристаллических сланцев. Высокоглиноземистые кристаллические сланцы известны во многих районах Советского Союза. Крупнейшие запасы кианитовых сланцев разведаны на Кольском полуострове, где они могут разрабатываться открытым способом. Месторождения силлиманитовых сланцев имеются в Иркутской области (Китойское), в Бурятской АССР (Кяхтинское), кианит-силиманитовые россыпи обнаружены на Украине и т. д.

Месторождения кианита (дистена), силлиманита и андалузита образуются в результате глубокого метаморфизма алюмосиликатных пород и в первую очередь глинистых сланцев. Связь этих месторождений с зонами глубокого метаморфизма обусловливает приуроченность их к древним метаморфическим комплексам. Примером могут служить метаморфические комплексы Кольского полуострова, Патомского нагорья и Восточных Саян. Кианитовые и силлиманитовые кристаллические сланцы при их использовании должны быть подвергнуты обогащению с целью получения чистых минеральных концентратов, пригодных для электротермической переработки.

Институтами ВАМИ и Гипроцементом разработаны требования к концентратам высокоглиноземистых руд кианитового, силлиманитового и андалузитового состава, которые могут перерабатываться электротермическим путем для получения алюминия и его сплавов. Состав концентратов должен отвечать следующим требованиям: содержание глинозема не менее 57%, кремнезема не более 37,5%, окиси железа не более 1,5%, двуокиси титана не более 0,5%, суммы щелочей натрия и калия не более 0,7%, суммы щелочей кальция и магния не более 0,6%.

Кейвская группа месторождений

Кейвская группа включает следующие месторождения кианитовых руд: Вольгельурта, Тяпш-Манюк, Червурта, Безымянное, Большой Ров, Нусса, Новая Шуурурта и др. (рис. 135). Последнее является наиболее крупным

и обладает наиболее высоким содержанием кианита (40,9%) при низком содержании вредных примесей.

Месторождения расположены в центральной части Кольского полуострова, на водораздельном кряже, вытянутом в северо-восточном направлении более чем на 200 км; кряж состоит из отдельных возвышенностей, называемых «Кейвами». Ширина метаморфических пород свиты кейв, вмещающих месторождения кианитовых руд, колеблется от нескольких сотен метров на флангах до 10—15 км в ее центральной части.

Кейвский кряж, согласно данным А. Карякина, сложен биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, слюдистыми, ставролитовыми и кианитовыми кристаллическими сланцами, кварцитами и метаморфизованными карбонатными породами, составляющими свиту кейв верхнеархейского возраста. Породы свиты кейв залегают в виде сложного синклинория, который имеет асимметричное строение и юго-восточное простирание. Синклинорий состоит из нескольких синклинальных структур. Образование складок сопровождалось внедрением анортозитов и порфировидных гранитов, даек и силлов амфиболитов, а также щелочных гранитов.

Кейвские месторождения кианитовых руд связаны с кианитовыми, кварц-кианитовыми и ставролит-кианитовыми сланцами, которые образуют продуктивный горизонт мощностью до 80—150 м, прослеженный на протяжении 140 км. Месторождения представляют собой отдельные участки полосы кианитовых сланцев.

В зависимости от морфологических особенностей кианита на месторождениях выделяют три основных типа кианитовых руд: волокнисто-игольчатый, параморфический и конкреционный. Второстепенное значение имеют порфиробластический и конкреционно-параморфический типы руд. Наилучшими рудами являются крупноконкреционные кианитовые сланцы, которые при обогащении дают высокосортные концентраты с содержанием 57% глинозема, при минимальном значении вредных примесей.

По содержанию кианита в сланцах выделяют богатые руды с содержанием

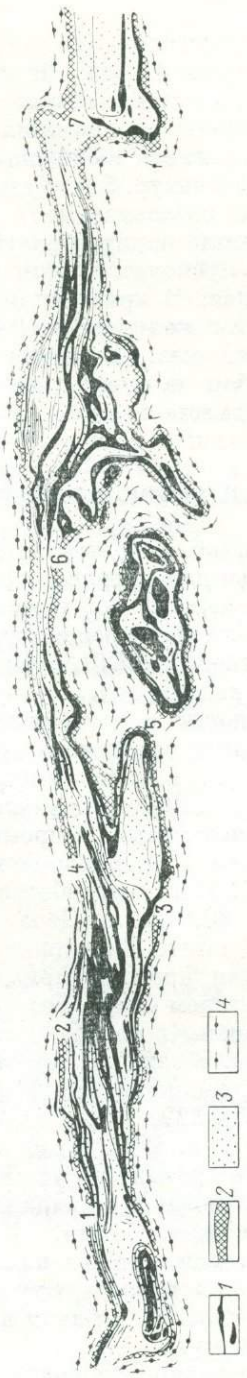


Рис. 135. Схематическая геологическая карта Кейвской группы кианитовых руд. По *П. Белькову.*

1 — амфиболиты, сланцы свиты кейв; *2* — продуктивные кианитовые сланцы; *3* — непродуктивные сланцы; *4* — биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы.
Месторождения кианитовых руд (цифры на карте): 1 — Вольгельурта, 2 — Тяпп-Манюк, 3 — Червурта, 4 — Безымянное, 5 — Большой Ров; 6 — Новая Шуурурта, 7 — Нусса

этого минерала свыше 40%, средние — 30—40% и бедные — ниже 20%.

Временные кондиции для наиболее крупного и более высококачественного месторождения Новая Шуурурта предусматривают: бортовое содержание кианита 25%, минимальное промышленное содержание кианита (по блоку) 30%, минимальную промышленную мощность рудных тел 5 м, максимальную мощность прослоев некондиционных руд и пустых пород, включаемых в промышленный контур, 5 м. Руды параморфического типа подсчитывают отдельно и относят к забалансовым.

Главными породообразующими минералами являются кианит, кварц, ставролит, мусковит, графит и углистое вещество, иногда присутствуют рутил и плагиоклаз. В кристаллических сланцах в некоторых случаях содержатся силлиманит в количестве 10—40%, редко гранат.

Кейвские месторождения кианитовых руд имеют огромные запасы, которые по масштабам не имеют себе равных в мире и превосходят все другие месторождения вместе взятые.

КАОЛИНЫ И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГЛИНЫ

Вопрос об использовании каолина и высокоглиноземистых глин в качестве сырья для производства алюминия изучается давно, особенно в странах с мощной алюминиевой промышленностью, но не имеющих бокситовых месторождений или обладающих ограниченными ресурсами бокситовых руд. К таким странам относятся США, Канада, Западная Германия, Австрия, Норвегия, Швеция и ряд других.

Каолиновые и высокоглиноземистые глины рассматриваются в качестве потенциальных источников производства алюминия. В последнее время в ряде стран ведутся поиски наиболее экономических методов извлечения из них глинозема. В США восемь компаний построили опытные заводы по переработке небокситового сырья. В промышленном масштабе получают глинозем из глин, обрабатываемых гидрохлористой кислотой; широко используется и азотнокислый способ. При переработке 1000 т глины в сутки стоимость 1 т глинозема составляет 60,6 долл. Цена 1 т глинозема на мировом рынке равна около 65 долл. В штате Джорджия в 1966 г. начато строительство завода по переработке глин производительностью 180 тыс. т глинозема в год.

В Советском Союзе месторождения каолинов и высокоглиноземистых глин распространены широко. Однако пока они не используются для переработки на глинозем. В связи с этим нет утвержденных требований к этим видам сырья. Очевидно, глинистое сырье для переработки на глинозем должно содержать не менее 30—32% окиси алюминия при минимальном содержании окиси железа и кремния. Идеальным в этом отношении является состав чистого каолинита. Кроме чистых каолинитовых глин в алюминиевой промышленности могут быть использованы и каолинитовые концентраты, полученные при механическом обогащении глин.

В настоящее время в СССР каолинитовые концентраты Просяновского месторождения используются при производстве кремнеалюминиевых сплавов, а при последующей добавки в него глинозема получают силумин, аналогичный синтетическому.

Перспективно для получения глинозема и алюминия в крупных промышленных масштабах Ангренское месторождение бурого угля и каолинов.

Ангренское месторождение

Ангренское месторождение расположено в 110 км к юго-востоку от г. Ташкента в долине р. Ангрен. Оно приурочено к пологой синклинальной складке, ограниченной с северо-востока и запада предгорьями Кураминского и Чаткальского хребтов.

Продуктивная толща песчано-глинистых каолиновых пород и углей юрского возраста суммарной мощностью 130—180 м залегает на коре выветривания палеозойских пород — первичных каолинах. Она делится на две свиты — нижнюю угленосную и верхнюю каолиновую. Разведанные в качестве глиноземного сырья вторичные надугольные каолины представляют собой мощную толщу переслаивающихся тонкодисперсных глин, песчаных глин, каолинизированных песчаников и алевролитов, перекрытую отложениями мелового, третичного и четвертичного возрастов мощностью от 20 до 200 м, в среднем 90 м.

К продуктивной толще вторичных каолинов относятся пестроцветные каолины мощностью до 60 м, в среднем около 20 м, (каолиновая свита) и серые каолины мощностью 20—30 м (надугольная подсвита угленосной свиты). Глинистое вещество каолинитовых пород представлено каолинитом, песчанистая и пылеватая его часть — зернами кварца. Установлено наличие гидрослюд, полевых шпатов, кальцита, минералов тяжелой фракции.

Необогащенные вторичные каолины содержат (в вес. %): Al_2O_3 23—24; SiO_2 60, Fe_2O_3 1,72—3,79; $K_2O + Na_2O$ 1,5—3,0. Каолинитовый концентрат, получаемый для промышленного использования при производстве глинозема, может иметь следующий состав (в вес. %): Al_2O_3 33,0; SiO_2 47,5; CaO 1,2; MgO 0,25; Na_2O 0,13; K_2O 1,7; Fe_2O_3 1,7. Концентраты планируется использовать путем спекания с известняком, что обеспечит получение бесщелочных саморассыпающихся спеков. В настоящее время проводятся заводские технологические исследования по переработке ангренских каолинов на глинозем. Использование других месторождений каолинов зависит от результатов, полученных при технологических испытаниях каолинов Ангренского месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов В. П. Тиман — новый бокситоносный бассейн. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 2, с. 3—7.

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. — В кн.: Избранные труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 509—622.

Бардоши Д. Геология бокситовых месторождений Венгрии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 9, с. 3—18.

Басс Ю. Б., Рябчун В. К. и др. Бокситы платформенной части Украинской ССР (южная провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971, с. 93—128.

Большун Г. А. Условия образования бокситов Урала. — «Советская геология», 1970, № 9, с. 74—85.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971, 366 с.

Гладковский А. К., Шарова А. К. Бокситы Урала. М., Госгеолтехиздат, 1951, 246с.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. 1960, 258 с. («Труды ВИМС», вып. 5, нов. серия.)

Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Тектоника Северо-Уральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 2, с. 56—66.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям бокситов. ГКЗ, М., Госгеолтехиздат, 1962, 50 с.

Кирпаль Г. Р. Эпохи бокситонакопления в меловое и палеогеновое время на территории Тургайского прогиба. —

«Геология рудных месторождений», 1964, № 6, с. 11—122.

Кирпаль Г. Р. Закономерности размещения и условия образования Тургайских бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966, с. 193—199.

Кирпаль Г. Р., Хацкевич В. А. Континентальные отложения меловой системы. — В кн.: Геология СССР. Т. 34 — Тургайский прогиб. М., «Недра», 1971, с. 238—265.

Кирпаль Г. Р. Состояние минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности и задачи по дальнейшему ее расширению. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971_1, с. 4—18. («Труды СНИГГИМС», вып. 126).

Кирпаль Г. Р. Оценка бокситоносности и дальнейшее направление поисково-разведочных работ на бокситы в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1971_2, с. 4—20. («Труды СНИИГГИМС», вып. 121).

Кирпаль Г. Р. Перспективы поисков бокситов на Русской платформе. — «Советская геология», 1972, № 8, с. 36—50.

Клекль В. Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 5, с. 5—16.

Коннов Л. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. М., «Недра», 1972, 286 с.

Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 1 и 2. М., «Недра», 1968 и 1969, 367 с. и 327 с.

Лисицина Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 108. («Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 95.)

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Бюлл. МОИП, 1947, 207 с.

Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971, с. 221—262.

Сапожников Д. Г. Основные бокситоносные провинции СССР. В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971_1 с. 5—21.

Сапожников Д. Г. Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия образования. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971_2 с. 320—351.

Теняков В. А. О принципиальной аналогии в источнике и способе формирования вещества бокситов в платформенных и геосинклинальных областях. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 1, с. 198—201.

Теняков В. А. и др. О поглощенном комплексе бокситов (в связи с реконструкцией фациальных условий их накопления). «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 6, с. 1423—1426.

Теняков В. А., Акаемов С. Т. Латеритные коры выветривания Гвинеи (некоторые принципиальные вопросы геологии возраста). «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5, с. 1159—1161.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 60 (ВИМС, вып. 35. Алюминий).

Тюрин Б. А. Месторождения гиббситовых бокситов Амангельдинского бокситорудного района в Центральном Казахстане. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 416—430.

СОДЕРЖАНИЕ

Месторождения железа.
Г. А. Соколов,
В. М. Григорьев

Группировка железорудных месторождений 9
Магматические месторождения 17
Контактово-метасоматические месторождения 20
Гидротермальные месторождения 25
Осадочные морские месторождения (слабо метаморфизованные и неметаморфизованные) 27
Осадочные континентальные месторождения 29
Месторождения коры выветривания (остаточные и инфильтрационные) 31
Метаморфические (метаморфизованные) месторождения 34
Месторождения магматической группы 35
Кусинское месторождение (35). Пудожгорское месторождение (37). Качканарское месторождение (37). Ковдорское месторождение (39)
Месторождения контактово-метасоматической группы 40
Песчанское месторождение (40). Гороблагодатское месторождение (43). Дашкесанское месторождение (45). Таштагольское месторождение (47). Тейское месторождение (48). Шерегешское месторождение (50). Таежное месторождение (52)
Магнетитовые месторождения Тургайской железорудной провинции 55
Сарбайское месторождение (56). Соколовское месторождение (60). Качарское месторождение (63). Анзасское месторождение (66). Абаканское месторождение (68)
Месторождения гидротермальной группы 69
Коршуновское месторождение (69). Рудногорское месторождение (71). Тагарское месторождение (72). Абаильское месторождение (73). Бакальское месторождение (77)
Месторождения осадочной морской группы 79
Нижне-Ангарское месторождение (79). Западно-Каражальское месторождение (81)
Керченский железорудный бассейн 83
Алтский железорудный бассейн 85
Западно-Сибирский железорудный бассейн 88
Бакчарское месторождение (89)

Месторождения осадочной континентальной группы 89
Аккермановское месторождение (89). Березовское месторождение (91). Лисаковское месторождение (92). Месторождение Талды-Эспе (93). Алапаевское месторождение (95)
Месторождения коры выветривания 96
Яковлевское месторождение (96). Михайловское месторождение (98)
Месторождения метаморфизованной группы 100
Криворожский железорудный бассейн 100
Оленегорское месторождение (104). Балбраунское месторождение (104)

Месторождения марганца.
И. М. Варенцов, В. П. Рахманов

Принципы классификации марганцевых месторождений 109
Проблема источника рудных компонентов и марганценосные формации 110
Осадочные месторождения 113
Кварц-глауконитовая песчано-глинистая формация 113
Месторождения Южно-Украинского олигоценового бассейна 114
Грузинский нижнеолигоценовый бассейн (Чиатурское месторождение) 131
Месторождения Северо-Уральского палеоценового бассейна 137
Другие месторождения кварц-глауконитовой песчано-глинистой формации 142
Мангышлакское месторождение (142). Лабинское месторождение (142). Нижнеудинская группа месторождений (Присаянье) (143). Иликтинское месторождение (Прибайкалье) (144). Олдакитское месторождение (144)
Карбонатные марганценосные формации 144
Доломит-известняковая формация геосинклиналей 145
Усинское месторождение (145). Месторождение Саган-Заба (149)
Известняково-доломитовая формация платформ 151
Улутелякское месторождение (151). Бурштынское месторождение (152)
Другие месторождения карбонатных формаций 152
Хощеватское месторождение (152)
Карбонатно-кремнистая формация 153
Каражальское месторождение (153). Месторождение Тахта-Карача (156)
Вулканогенно-осадочные формации 157
Спилито-кератофиро-кремнистая формация 158
Месторождения Примагнитогорской группы (158). Клевакинское месторождение (159). Ир-Нимийское месторождение (160)
Порфиро-кремнистая формация 160
Дурновское месторождение (160)
Железисто-кремнистая (джеспилитовая) формация 162
Месторождения Малого Хингана (162)
Месторождения коры выветривания 164
Контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения 164

Месторождения хрома.
Н. В. Павлов, И. И. Григорьева

Группировка месторождений хромитовых руд 168
Хромитовые месторождения, связанные с перидотитовой формацией 171
Месторождения хромитов, находящиеся в массивах дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации 171

Месторождения хромитов Кемпирсайского массива 171
Месторождение им. XX лет КазССР (192). Месторождение им. XL лет КазССР — Молодежное (192). Батамшинское рудное поле (195). Месторождения Шоржинского массива (197)
Месторождения хромитов, находящиеся в массивах дунит-гарцбургитовой субформации 202
Ключевские месторождения (202)
Месторождения хромитов, находящиеся в массивах дунит-лерцолит-гарцбургитовой субформации 206
Месторождения хромитов, размещенные в собственно гарцбургитовой субформации 206
Верблюжьегорские месторождения (206)
Хромитовые месторождения, связанные с габбро-норит-гарцбургитовой формацией 211
Сарановское месторождение (211)

Месторождения титана. *Л. Ф. Борисенко*
Группировка месторождений титана 221
Магматические месторождения 223
Кусинская группа ильменит-магнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых месторождений 225
Экзогенные месторождения 229
Россыпные месторождения 229
Месторождения коры выветривания или остаточные месторождения 232
Осадочно-вулканогенные месторождения 233
Метаморфогенные месторождения 233
Метаморфизованные месторождения 233
Метаморфические месторождения 235

Месторождения ванадия. *Л. Ф. Борисенко*
Группировка месторождений ванадия 237
Магматические месторождения 239
Гусевогорское месторождение (242). Первоуральское месторождение титаномагнетита в горнблендитах (244)
Месторождения зоны окисления полиметаллических месторождений 247
Осадочные месторождения 247
Метаморфогенные месторождения 248

Месторождения бокситов. *Г. Р. Кирпаль, В. А. Теняков*
Общие сведения 252
Группировка месторождений бокситов 254
Кондиции и требования промышленности к качеству бокситов 256
Эпохи бокситообразования в истории развития земной коры 259
Месторождения коры выветривания (латеритные) 265
Висловское месторождение (265). Высокопольское месторождение (268). Вежаю-Ворыквинское месторождение (270)
Осадочные (переотложенные) месторождения геосинклинальных областей 271
Северо-Уральская группа месторождений 273
Южно-Уральская группа месторождений 276
Салаирская группа месторождений 278
Бердско-Майское месторождение (281). Обуховское месторождение (281). Боксонское месторождение (282)
Осадочные (переотложенные) месторождения древних платформ 284
Северо-Онежская группа месторождений 285

Иксинское месторождение (287)
Тихвинская группа месторождений (288)
Южно-Тиманская группа месторождений 290
Чадобецкая группа месторождений 292
Центральное месторождение (294). Месторождение Ибджибдек (296). Месторождение Пуня (297)
Татарская группа месторождений 297
Татарское месторождение (298). Индыглинское месторождение (298). Мурожнинское (Ивановское) месторождение (298). Сулакшинское месторождение (299)
Приангарская группа месторождений 299
Киргитейское месторождение (300). Верхотуровское месторождение (300). Порожнинское месторождение (301). Ендинское месторождение (301)
Осадочные (переотложенные) месторождения молодых платформ 302
Краснооктябрьское месторождение (303). Белинское месторождение (306)
Амангельдинская группа месторождений 308
Наурзумское месторождение (312)
Основные виды небокситового алюминиевого сырья 315
Месторождения нефелиновых руд 315
Кия-Шалтырское месторождение (316). Горячегорское месторождение (317). Нефелиновые концентраты (318)
Месторождения алунитовых руд 318
Загликское месторождение (319)
Месторождения кианитовых руд 320
Кейвская группа месторождений (320)
Каолины и высокоглиноземистые глины 322
Ангренское месторождение (323)

Рудные месторождения СССР

ТОМ 1

Редактор издательства *Т. В. Колошина*. Художник *Н. А. Седельников*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*. Технический редактор *А. Е. Матвеева*
Корректор *Н. В. Власова*

Сдано в набор 21/VIII 1973 г. Подписано в печать 25/I 1974 г. Т-01349. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 20,5. Усл. п. л. 26,65. Уч.-изд. л. 28,42. Тираж 5500 экз. Заказ 485/4426—4. Цена 2 р. 78 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

2622