

И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2

- ◆ рудные формации - производные подкорковых магм
- ◆ формации хромитовых месторождений.
- ◆ формации комплексных месторождений в карбонат
- ◆ формации железорудных месторождений.
- ◆ формации месторождений бокситов.

ПРИНЦИПЫ
ПРОГНОЗА
И ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

2

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ТОМ **2**

ПОД РЕДАКЦИЕЙ В. Т. ПОКАЛОВА

2061



Москва «Недра» 1977



Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Под редакцией В. Т. Покалова. В двух томах. Т. 2. М., «Недра», 1977. 216 с.

В работе рассмотрены проблемы прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых и намечены пути их решения. На основе анализа материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей разработаны принципы рудноформационного анализа и сформулированы критерии прогноза и оценки месторождений. В первом томе рассмотрены месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, тора, фтора и слюды, во втором томе — месторождения железа, хромитов, бокситов и полезных ископаемых, связанных с карбонатами. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и оценкой месторождений полезных ископаемых.

Табл. 13, ил. 48, список лит. — 132 назв.

АВТОРЫ

Ф. Р. Апельцин
А. Я. Архипенкова
В. М. Григорьев
В. С. Кудрин
А. Е. Лисицын
С. Ф. Лугов
В. Г. Орлов
И. И. Пастушенко
В. Т. Покалов

Л. С. Пузанов
Г. Г. Родионов
Т. А. Смирнова
В. А. Теняков

Б. А. Тюрин

А. А. Фролов
Н. Г. Шмидт
Н. А. Хрущов

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ — ПРОИЗВОДНЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПОДКОРОВЫХ МАГМ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

ФОРМАЦИИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Единственным промышленным минералом хрома является хромшпинелид, называемый в практике горного дела хромитом. Хромитовые месторождения связаны с массивами ультрабазитов и базит-ультрабазитов, производных подкоровых глубин Земли. Они располагаются только в пределах массивов ультрабазитов и базит-ультрабазитов, являясь их фациальной разновидностью, поэтому условия формирования и закономерности размещения хромитового оруденения теснейшим образом связаны с процессами формирования указанных пород.

Хромшпинелид — постоянный акцессорий ультрабазитов и некоторых базитов, однако промышленные концентрации его известны лишь в определенных формационных типах этих пород: дунит-гарцбургитовой формации геосинклинальных областей и гарцбургит-ортопироксенит-норитовой (дифференцированной базальтоидной) формации консолидированных областей. Непопулярные концентрации хромшпинелидов установлены в ультрабазитах клинопироксенит-дунитовой формации складчатых областей (платино-титаноносной) и ультраосновной щелочной формации платформ (платино-редкометалльной). Поэтому форма-

ционный анализ ультраосновных — основных пород является основой прогнозирования хромитовосности. В настоящей работе будут рассмотрены лишь формации, несущие промышленное хромитовое оруденение.

Хромитовые месторождения, связанные с разными формациями ультрабазитов, существенно отличаются закономерностями размещения в земной коре, условиями образования, характером связи с вмещающими породами, морфологией и параметрами залежей и составом руд, определяющим их промышленную ценность. Это позволяет выделить две промышленные хромитовые рудные формации, соответствующие указанным петрографическим формациям: гарцбургит-ортопироксенит-норитовых интрузивов платформенных областей и дунит-гарцбургитовых массивов геосинклинальных областей.

Состав хромитовых руд определяется главным образом составом хромшпинелида. Природные хромшпинелиды представляют собой пятикомпонентную систему $(Mg, Fe)^{2+}(Al, Cr, Fe)^{3+}O_4$ с широким изоморфизмом двух- и трехвалентных элементов (рис. 1), обуславливающим значительные вариации состава руд (Stevens, 1944; Соколов, 1948; Павлов, 1949; и др.).

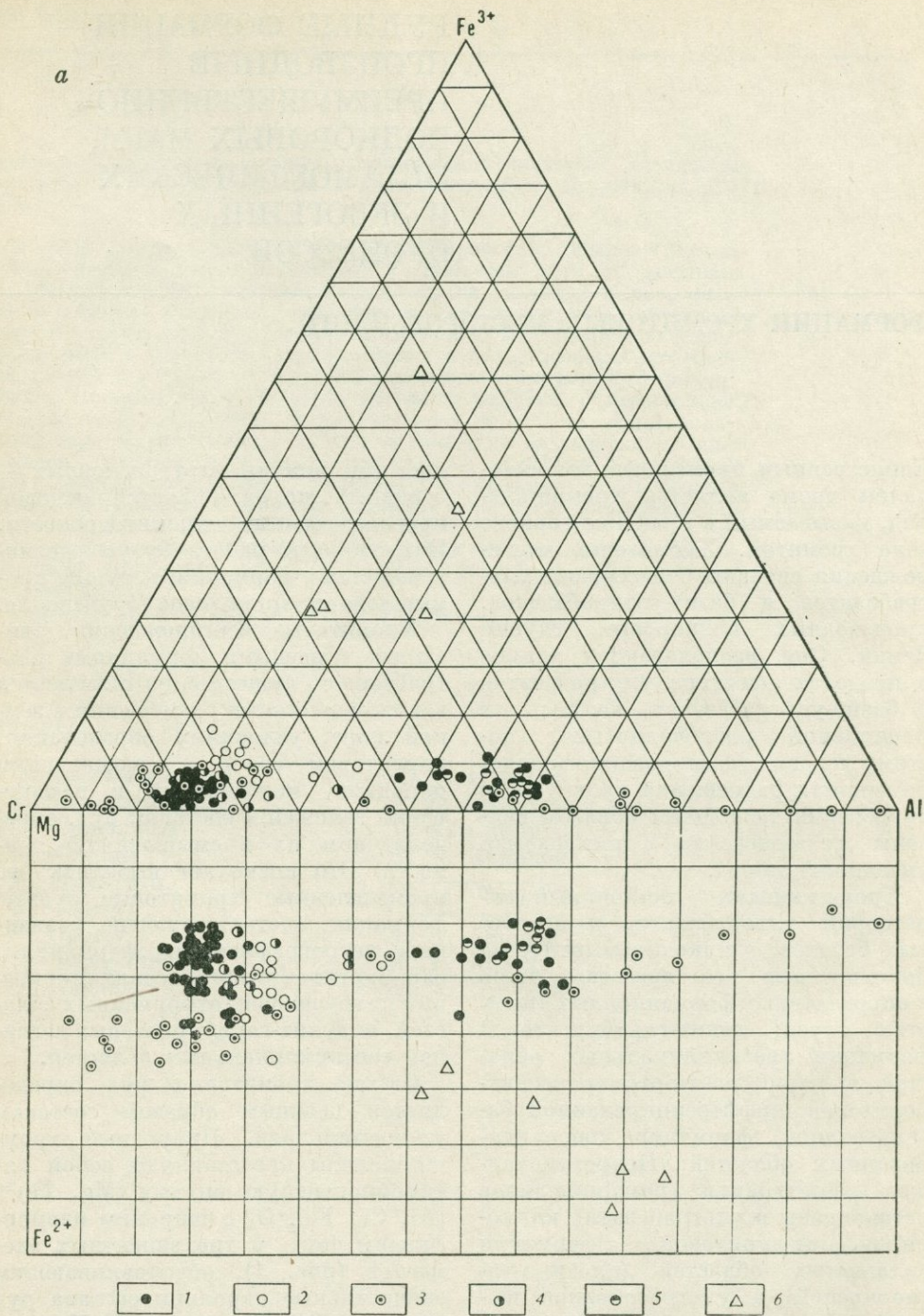
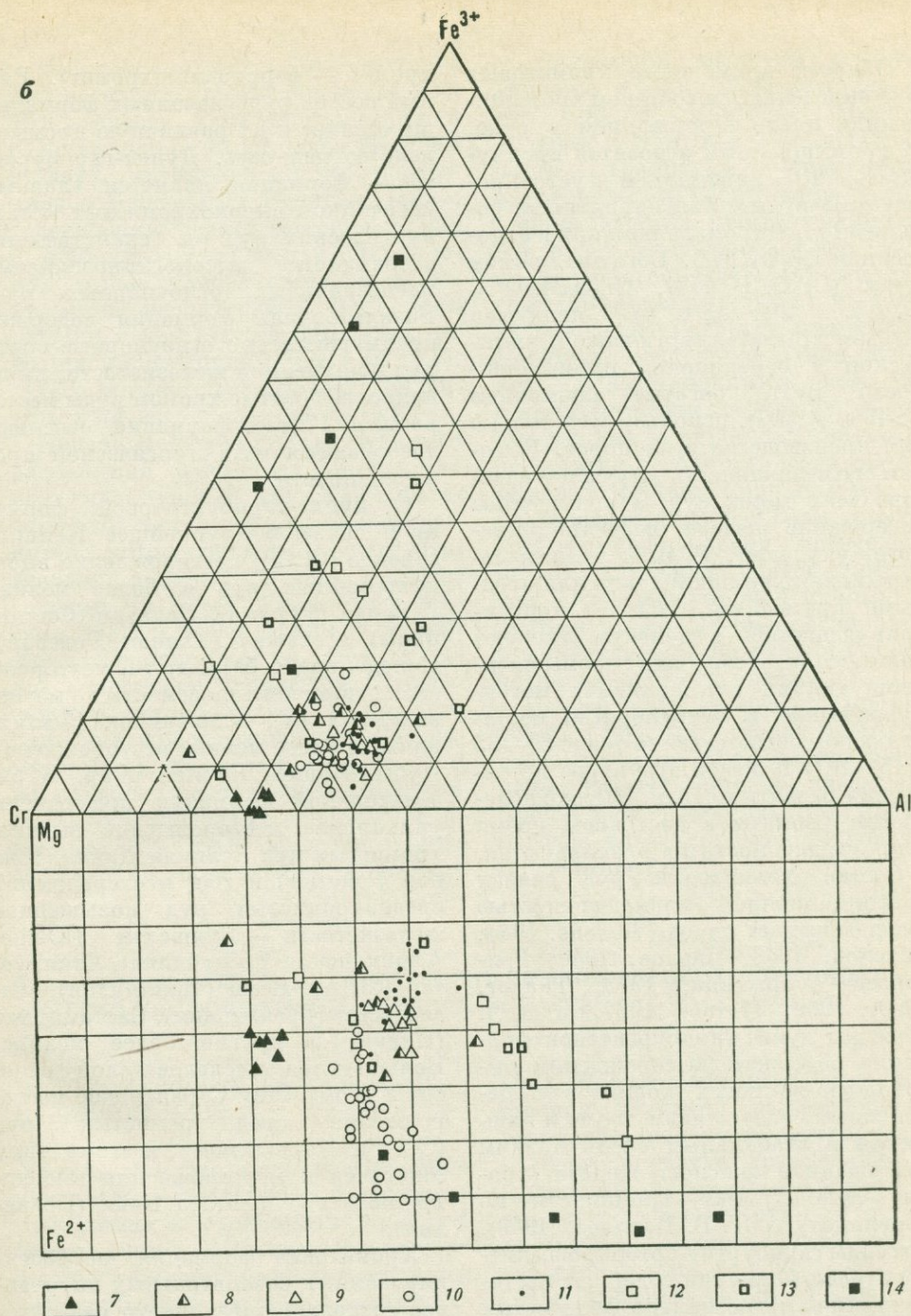


Рис. 1. Диаграмма состава рудных хромшпинелидов из ультраосновных пород различных формационных типов:

a — дунит-гарцбургитовой формации, *б* — гарцбургит-ортопироксенит-норитовой и клинопироксенит-дунитовой формаций.

Месторождения и проявления дунит-гарцбургитовой формации: 1 — Кемпирсайский массив, Южный Урал; 2 — месторождения Среднего Урала; 3 — проявления Чукотки; 4 — проявления Калифорнии; 5 — Мэсинлон, Филиппины; 6 — проявления поздней дунит-пироксенит-перидоти-



товой ассоциации Красногорского массива, Чукотка. Месторождения гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации: 7 — Великая Дайна, Южная Родезия; 8 — Бушвельд, ЮАР; 9 — Стилдугер, США; 10 — Кеми, Финляндия; 11 — Сарановское, Средний Урал. Проявления клинопироксенит-дунитовой формации: 12 — Нижне-Тагильский и Кытлымский массивы, Средний

Урал; 13 — Юго-Восточная Аляска; 14 — штат Вайоминг, США.

По данным: 1, 2 — Н. В. Павлова, 4, 13, 14 — R. Stevens, 3, 6 — Т. А. Смирновой, 5 — W. Stoll, 7 — R. Bichan, 8-9 — C. Wan der Valt, 10 — O. Vaasjoki, A. Heikkinen, 11 — С. С. Зимина, 12 — Н. В. Бутырина и А. А. Ефимова

Области применения хромитовых руд определяются составом хромшпинелида и его содержанием в руде. К промышленным относятся преимущественно сплошные и густовкрапленные руды с благоприятными содержаниями хрома, алюминия и отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Богатые хромом руды ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 45\%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} \geq 2,5$, $\text{SiO}_2 \leq 10\%$) являются сырьем для металлургической, химической и огнеупорной промышленности; руды, богатые алюминием ($>15\% \text{Al}_2\text{O}_3$), используются только для производства огнеупоров. Высокая магнезиальность улучшает качество всех типов руд, а повышенное содержание железа, особенно окисного, ухудшает. Руды с низким содержанием хромшпинелида или вредными примесями (CaO , P) концентрирующимися в цементе, требуют обогащения. Главными промышленными типами руд являются металлургические и огнеупорные, составляющие соответственно около 60—65 и 15—20% в общей структуре потребления развитых стран. Высокожелезистые хромиты в настоящее время в промышленности не используются.

Состав хромитовых руд связан с формационной принадлежностью вмещающих их пород (Stevens, 1944; Соколов, 1948; Павлов, 1949; Григорьева-Чупрынина, 1973; Thayer, 1960, 1969; Irvine, 1967; и др.). Массивы дунит-гарцбургитовой формации содержат месторождения высокомагнезиальных хромитов с переменным содержанием хрома и алюминия и стабильным очень низким содержанием окисного железа (хромит—алюмохромит—хромпикотит по номенклатуре Н. В. Павлова, 1949). Массивы гарцбургит-ортопироксенит-поритовой формации содержат месторождения магнезиально-железистых хромитов с переменным, чаще средним, содержанием окиси хрома и повышенным содержанием глинозема и окисного железа (субферри-

хромит — ферриалюмохромит). Разный состав руд указанных формаций определяет и их различную промышленную ценность. Дунит-гарцбургитовая формация является главным источником высокохромистых металлургических руд и единственным источником высокоглиноземистых магнезиальных огнеупорных руд. Базальтоидная формация содержит преимущественно огнеупорные сорта руд повышенной железистости; лишь наиболее богатые хромом руды месторождений этой формации отвечают требованиям металлургической промышленности.

С дунит-гарцбургитовой формацией связаны крупнейшее Кемпирсайское (СССР) месторождение высокохромистых руд и более мелкие Гулеман (Турция), Палаван (Филиппины), Селюкве (Южная Родезия), Каледония (Куба) и др., и месторождения высокоглиноземистых магнезиальных руд — Мэсинлок (Филиппины) и более мелкие месторождения Кубы, Индии, Японии и др. К базальтоидной формации приурочены уникальное месторождение высокохромистых руд Великая Дайка (Южная Родезия) и ряд месторождений среднехромистых руд повышенной железистости — Бушвельд (Южно-Африканская Республика), Стиллоутер (США), Кеми (Финляндия), Фискенесет (Гренландия), Ситтампунди (Индия) и другие более мелкие. Большинство исследователей относят к этому типу Сарановское месторождение среднехромистых руд (СССР). По-видимому, к этому типу относятся и месторождения высокохромистых руд штата Байя (Бразилия).

Хромитовая формация дифференцированных базальтоидных интрузивов содержит три четверти разведанных мировых запасов хромитовых руд, около 95% запасов капиталистических и развивающихся стран и 5% отечественных запасов.

Мировые ресурсы хромитовых руд распределены крайне неравномерно. 95% запасов капиталистических и развивающихся стран сосредоточены в двух крупнейших месторождениях — Бушвельд и Великая Дайка, содержащих соответственно 1050 и 550 млн. т хромитов. Из прочих стран наибольшими запасами хромитов располагают Финляндия (30 млн. т), Турция (10 млн. т), Индия и Филиппины (по 7 млн. т). СССР также располагает значительными запасами хромитовых руд.

Неравномерность географического размещения ресурсов хромитовых руд характерна и для СССР, обладающего лишь двумя промышленными месторождениями, сосредоточенными в одном регионе: Кемпирсайским (Южный Урал, Актюбинская обл.) и Сарановским (Средний Урал, Пермская обл.). Оба месторождения эксплуатируются. Кемпирсайское месторождение концентрирует 95% общесоюзных запасов хромитовых руд со средним содержанием 50% Cr_2O_3 , Сарановское месторождение — 5% запасов со средним содержанием 38% Cr_2O_3 . Многочисленные хромитовые проявления и мелкие

месторождения известны в других районах Урала, в Казахстане, на юге Сибири, Камчатке, Чукотке, Украине. При высокой обеспеченности хромитами отечественной сырьевой базы наблюдается диспропорция запасов промышленных типов руд и потребности в них. СССР не располагает достаточными запасами огнеупорных руд, и совсем не имеет лучших сортов высокоглиноземистых огнеупоров (типа Мэсинлок). Вследствие этого около 20% металлургических сортов руд используются как огнеупоры, при остром недостатке металлургических руд на мировом рынке. Рациональное использование сырьевой базы хромитов требует прекращения потребления металлургических сортов хромитовых руд в огнеупорной промышленности и замены их высокоглиноземистыми хромитовыми рудами или магнетизальными огнеупорами.

Потребление хромита в промышленно развитых странах постоянно возрастает, что стимулирует поиски рациональных методов обогащения бедновкрапленных руд или прямых методов металлургического передела без обогащения.

ХРОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ГАРЦБУРГИТ-ОРТОПИРОКСЕНИТ-НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Хромитовая формация дифференцированных базальтоидных интрузивов приурочена к устойчивым областям земной коры. Массивы рассматриваемой формации расположены в зонах глубинных разломов континентальной коры, по которым из подкоровых областей транспортировался базальтоидный расплав, кристаллизовавшийся в мезоабиссальных усло-

виях. Платформенный режим способствовал глубокой дифференциации расплава, продукты кристаллизации которого образуют чрезвычайно выдержанные стратиформные комплексы, включающие и пласты хромититов, сингенетичных вмещающим породам.

По приуроченности к основным геотектоническим элементам целесообразно выделить четыре типа провинций хромитовых дифференцированных базальтоидных интрузивов:

- 1) провинции платформ; 2) провинции обрамляющих платформу складчатых областей со слабо переработанными структурами фундамента; 3) провинция срединных массивов геосинклинальных областей; 4) провинция складчатых систем.

Дифференцированные базальтоидные интрузивы локализуются в кристаллическом фундаменте (комплексе основания) указанных геотектонических элементов или в их чехле, сложенном осадочными (преимущественно терригенными) и вулканогенно-осадочными образованиями. Формирование их связано с продолжительным периодом активизации консолидированных структур — от ранних стадий консолидации складчатых зон до становления фундамента платформ и их активизации.

Провинции платформ содержат абсолютное большинство хромитоносных базальтоидных интрузивов и все известные промышленные месторождения этого типа. Классическими примерами провинции платформ являются Африканская и Северо-Американская платформы. В гигантском разломе южной части щита эпипархейской Африканской платформы расположены массивы Бушвелд и Великая Дайка, время внедрения которых оценивается ранним — средним протерозоем. На эписреднепротерозойской Северо-Американской платформе с разломами окраин Канадского щита связаны среднепротерозойские интрузивы Стиллуотер, Маскок, Фискенесет. С разломами Бразильского щита Южно-Американской платформы связаны докембрийские интрузивы штата Байя. Массивы этого типа известны также в кристаллическом фундаменте Русской платформы — Балтийском и Воронежском щитах, на Сибирской платформе — Алданском щите. В СССР промышленные месторождения этого типа неизвестны.

Провинции обрамляющих платформу складчатых областей располагаются в зонах консолидированной складчатости на слабо переработанном фундаменте платформы. Единственным известным примером таких провинций является внешняя западная часть Уральской складчатой области, обрамляющая Русскую платформу, — миогеосинклинальная зона Урала. Здесь, среди комплексов доуральской консолидации в структуре уральца расположен хромитоносный Сарановско-Вишерский пояс ультрабазитов (Д. С. Штейнберг, Ю. Д. Смирнов). Формирование его связано с субплатформенным этапом развития древней рифейской геосинклинали на восточной окраине Русской платформы, сохранившей слабо перестроенную структуру фундамента. Ю. Д. Смирнов относит массивы этого типа к специфической аркогенной магматической формации. Однако принадлежность ультрабазитов Сарановского пояса к базальтоидной формации дискутируется; есть мнения о принадлежности его к особым миогеосинклинальным габбро-перидотитовой (Н. В. Павлов) или пироксенит-перидотитовой (К. К. Золоев, Л. Д. Булыкин) формациям.

Провинция срединных массивов геосинклинальных областей включает единственную Златогорскую интрузию с малоизученными проявлениями хромитов в раннекаледонской (?) зоне разломов Кокчетавского докембрийского срединного массива.

Провинция складчатых систем включает выявленные недавно В. В. Слодкевичем хромитоносные стратиформные массивы шельтинского комплекса на Восточном Сахалине, которые располагаются среди типично эвгеосинклинальных толщ. Формирование их связывается с консолидационным этапом становления складчатой си-

стемы. Эта особенность, а также молодой (среднемиоценовый) возраст отличают массивы провинции складчатых систем от древних массивов зон постконсолидационной активизации.

Таким образом, общей закономерностью размещения хромитоносных базальтоидных интрузий является связь их с зонами глубинных разломов устойчивых областей земной коры. Большинство известных и все экономически важные хромитовые месторождения сформированы при активизации ранних архейско-протерозойских протоплатформ, что позволяет выделить соответствующую докембрийскую металлогеническую эпоху.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Дифференцированные базальтоидные интрузивы имеют форму лополитов, простых или сложных (соединяющихся магматических камер) линейной или неправильной формы, достигающих гигантских размеров. Так, площадь Бушвельдского лополита, состоящего из пяти блюдцеобразных тел, равна 20 000 км², мощность — 7,5 км. Троговый интрузив Великой Дайки, состоящий из четырех простых лополитов, имеет протяженность 500 км при ширине 5—10 км и мощности 3—4 км. Реже развиты линейные дайкообразные тела типа массива Фискенессет, простирающегося на 125 км. Стратиформные комплексы полого падают к центру лополита, причем в краевых частях падение несколько круче.

Стратиформные комплексы сложены широкой группой ультраосновных и основных, реже средних пород (дуниты, гарпбургиты, пироксениты, полевошпатовые гипербазиты, анортозиты, нориты, габбро, иногда — ферродиориты и гранофиры). Мас-

сивы обладают вертикальной зональностью, выраженной в уменьшении основности пород к кровле массива (ультраосновные — основные — средние). Зональность обычно осложнена расслоенностью разных масштабов и ритмичностью. В краевых частях массивов имеется зона закалки первичных базальтоидов, в экзоконтакте — зона термометаморфизма. В отличие от массивов, залегающих *in situ*, тектонически перемещенные массивы лишены краевой зоны закалки.

Дифференцированные базальтоидные массивы расчленяются по составу пород на ряд зон (Hess, 1960; Worst, 1960; и др.). В полном разрезе массивов, кроме краевой зоны закалки, выделяются (от подошвы к кровле): 1) базальная зона дунитов — перидотитов — пироксенитов; 2) критическая зона пироксенитов — норитов; 3) главная зона норитов — габбро — анортозитов; 4) верхняя зона габбро-диоритов (рис. 2). Критическая и верхняя зоны наиболее контрастны по набору пород. Зоны расчленяются обычно на несколько горизонтов мощностью десятки — первые сотни метров, каждый из которых в свою очередь может состоять из многих слоев различной мощности. Ритмичность проявлена в чередовании горизонтов, пластов и строении самих пластов в вертикальном разрезе интрузива.

Обычны правильные слои пород и руд, однако развиты и слои с переменной мощностью, разветвлениями и т. п. Контакты слоев варьируют от резких до постепенных. Характерны кумулятивные пойкилитовые структуры с мелкой зернистостью кумулятивных фаз и крупной зернистостью интеркумулятивов, ритмично-полосчатые текстуры. Линейность отсутствует. Характерен идиоморфизм хромшпинелида, пойкилитически включенного в пироксен или плагиоклаз.

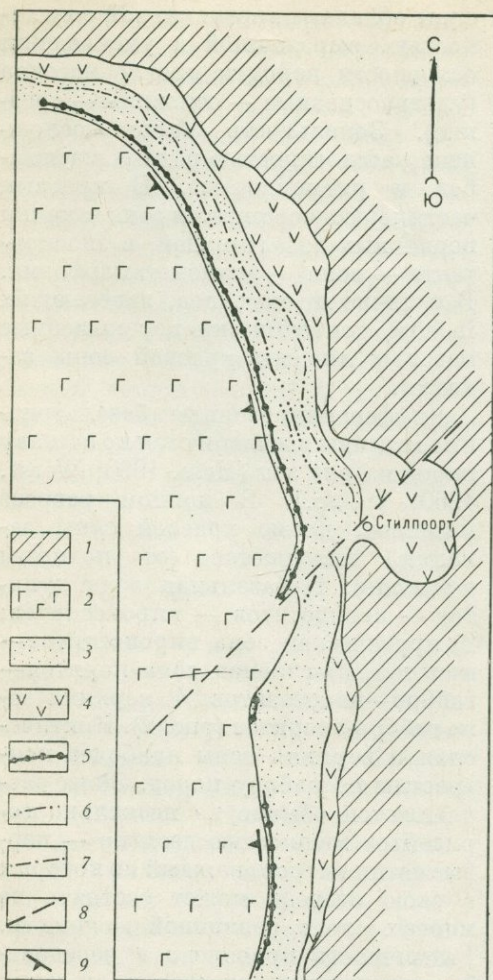


Рис. 2. Схема геологического строения восточной части Бушвельдского комплекса. По Ю. Камерону, Дж. Десборо (1973 г.)

1 — протерозойские образования обрания Бушвельдского массива (преторинская серия и ассоциирующие с ней породы); 2—7 — Бушвельдский комплекс: 2 — главная зона, 3 — критическая зона, 4 — переходная и нижняя зоны, 5 — риф Меренского, 6 — хромитовые пласты анортозитовой серии, 7 — Стильпортский хромитовый пласт; 8 — сброс; 9 — залегание пород Бушвельдского комплекса

Состав пород закономерно изменяется с ростом их кремнекислотности и железистости к кровле интрузива; с появлением плагиоклаза увеличивается и содержание щелочей. Те же тенденции характерны для

силикатов и акцессорного шпинелида. Так, по разрезу Бушвельдского интрузива от дунитов к ферродиоритам железистость оливина возрастает от 10 до 100%, основность плагиоклаза падает от 85 до 35%; железистость ортопироксена увеличивается от 10 до 60% от дунитов к габбро (Willams, 1969). Акцессорный рудный минерал представлен взаимно исключаящими хромшпинелидом (в ультрабазитах и некоторых габбро) и магнетитом (в более кислых породах). Это отражает главную тенденцию эволюции состава шпинелида (сквозного аксессуара рассматриваемых комплексов) — рост железистости шпинелида с ростом кремнекислотности пород.

Ультраосновные и основные дифференциаты базальтоидных интрузивов, несущих хромитовое оруденение, содержат преимущественно ортопироксен — относятся к гарцбургит-ортопироксенит-норитовой ветви (в отличие от преобладающего клинопироксена в интрузивах с титановым и сульфидным оруденением).

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Хромитовые руды, приуроченные к наиболее основным дифференциатам базальтоидов — ультрабазитах и к их полевошпатсодержащим разновидностям — анортозитам, редко норитам, располагаются в нижних (базальной или критической) зонах массивов. Общая мощность рудоносной зоны достигает многих сот метров. В рудоносных зонах выделяются рудные горизонты, состоящие из пластов хромититов, чередующихся с безрудными породами. Строение их аналогично строению остальных частей разреза интрузива.

Пласты хромититов залегают чаще в контакте разных пород, образующих ритмы типа дунит—хромитит—бронзитит, бронзитит—хромитит—анортозит—норит (соответственно

в пироксенитовой и анортозитовой сериях критической зоны Бушвельда, гарцбургит—хромитит—ортопироксенит—вебстерит (месторождение Маскок), дунит—хромитит—энстатитовый дунит (Сарановское месторождение). В более просто построенных рудных зонах пласты хромититов залегают среди гарцбургитов (Великая Дайка, Стиллуотер), пироксенитов (Бушвельд, Ситтампунди), анортозитов (Бушвельд, Фискенессет).

Стратиформные месторождения отличаются малой мощностью хромитовых пластов, значительной их протяженностью и нередко большим количеством. В Бушвельде установлены 27 хромитовых пластов, Сарановском массиве — 29, комплексе Хартли Великой Дайки — 12, Стиллуотере — 13. Максимальная мощность пластов Стиллуотера 3,6 м, Ситтампунди 3 м, Бушвельда 2 м, Фискенессета 1 м, Великой Дайки 0,35 м, обычно же она измеряется сантиметрами — первыми дециметрами; единственным исключением является Сарановское месторождение, в котором мощность пластов хромититов достигает 12 м. Протяженность хромитовых пластов часто составляет десятки километров, что в 10^5 раз превышает их мощность. Именно поэтому маломощные пласты могут содержать уникальные запасы. Так, Стилпоортский пласт Бушвельда мощностью 1,37—1,46 м и протяженностью 77 км содержит, по самым осторожным оценкам, 500 млн. т хромитов, являясь крупнейшим месторождением мира.

Рудные пласты обычно имеют более резкий нижний контакт и постепенный верхний, причем наиболее богатая хромитами базальная часть пласта сложена сплошными мономинеральными рудами, остальная часть — главным образом густо-вкрапленными. При этом обычно изменяются и структурно-текстурные особенности руд. Сплошные руды

сложены преимущественно мелкозернистыми октаэдрическими хромшпинелидами, вкрапленные — среднезернистыми порфиroidными или овоидными рудами с постепенно или ритмично уменьшающимся количеством хромшпинелида. Реже степень вкрапленности в пределах пласта постоянна, и, по-видимому, совсем редки пласты симметричного строения со сплошными рудами в центре и вкрапленными в верхнем и нижнем контактах (Стилпоортский пласт Бушвельда, пласт 1 комплекса Хартли Великой Дайки). В рудах, не подвергшихся метаморфизму, хромшпинелид цементируется оливином, ортопироксеном, плагиоклазом; могут присутствовать также сульфиды, самородные платиновые металлы и некоторые другие минералы.

Типичные составы рудных хромшпинелидов большинства разрабатываемых стратиформных месторождений мира приведены в табл. 1. Состав хромшпинелидов варьирует от преобладающих среднехромистых повышенной железистости (железистого и ферроферриалюмохромита) до высокохромистых магнезиальных (хромита — субферрихромита). От хромшпинелидов альпинотипных месторождений они отличаются высокой общей железистостью ($f = 50—80\%$), повышенной степенью окисления железа (в среднем 30%), низким отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ($0,8—2,8\%$) и высокими содержаниями элементов-примесей TiO_2 ($0,4—1,6\%$) и MnO ($0,2—0,9\%$).

Руды Сарановского месторождения отличаются от платформенных низкой общей железистостью (в среднем 48%) за счет малого содержания закисного железа; это сближает их с рудами альпинотипных месторождений. Однако отсутствие других объектов сарановского типа не позволяет распространить этот вывод на все месторождения миогеосинклинальных зон. Степень окисления

ТАБЛИЦА 1. СОСТАВ РУДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ХРОМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ
БАЗАЛЬТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ КОНСОЛИДИРОВАННЫХ
ОБЛАСТЕЙ (В ВЕС. %)

Компоненты	Вмещающие породы						
	Полевешпаттовые гарцбургиты			Пироксени- товая серия	Энстати- товые дуниты	Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1,30	0,34	0,23	0,12	0,88	0,76	0,82
TiO ₂	0,62	1,60	0,91	0,44	0,55	0,44	0,52
Al ₂ O ₃	12,94	13,0	14,4	15,74	16,29	24,02	15,4
Cr ₂ O ₃	57,00	49,2	36,6	47,12	45,68	34,48	44,6
Fe ₂ O ₃	1,67	3,1	16,0	—	5,98	6,48	6,1
FeO	17,63	25,3	24,0	25,15 *	17,69	25,23	24,7
MnO	0,19	0,31	0,19	—	0,21	0,28	0,40
MgO	9,48	6,5	7,2	11,13	12,09	6,20	6,5
CaO	0,21	0,3	0,01	0,53	0,00	0,00	—
V ₂ O ₅	0,23	1,1	0,17	0,62	0,18	0,27	0,18
NiO	0,12	—	—	—	0,15	—	0,10
С у м м а	101,39	100,75	99,71	100,85	99,71	98,16	99,32
Cr ₂ O ₃ /Σ FeO	2,63	1,81	0,95	1,66	1,98	1,11	1,30
f	50,8	68,4	64,9	55,6	52,7	69,3	67,9

1—Великая Дайка, Южная Родезия, пласт 2 (R. Vichan, 1969 г.); 2, 3—Стиллуотер, США, зоны G и B (Thayer, 1969); 4—Бушвелд, ЮАР, пласт Стиллуотер (Willemse, 1969); 5—Сарановское месторождение, Средний Урал (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973); 6—Фискенессет, Гренландия (M. Ghisler, 1970 г.); 7—Кеми, Финляндия (O. Vaasjoki, 1963 г.).

* Суммарное железо в пересчете на окис.

железа в сарановских рудах, тем не менее, так же высока, как и в платформенных месторождениях (в среднем 32%), от которых они не отличаются и по содержанию других компонентов.

Руды некоторых месторождений платиноносны. Платиноиды представлены сульфидами, меньше — арсенидами, теллуридами, антимонидами, самородными металлами и ассоциируют с сульфидами железа, никеля, меди. Платиновые металлы имеют резкую палладиево-платиновую специализацию. Обогащенные платиноиды хромитовые пласты с содержанием суммы платиноидов несколько граммов на тонну разрабатываются попутно или специально на платиноиды с попутным извлечением меди, никеля и золота. Концентраторами платиноидов могут быть слои хромитов ничтожной мощности: в разрабатываемом рифе Меренского (Буш-

вельд) мощность платиноносных хромитовых слоев равна нескольким миллиметрам.

Исследованиями Т. Тайера, Е. Джексона, Б. Уорста, Т. Ирвина, О. К. Иванова и других установлен ряд закономерностей изменения состава рудных хромшпинелидов и существующих с ними силикатов. Состав рудного хромшпинелида определяется: 1) типом вмещающих пород; 2) стратиграфическим положением рудных пластов; 3) густотой вкрапленности хромшпинелида.

С падением основности пород и ростом их кремнекислотности и особенно содержания кальция (в ряду дунит — гарцбургит — ортопироксенит — анортозит) рудные хромшпинелиды обогащаются железом (главным образом закисным) и алюминием и обедняются хромом и магнием (см. табл. 1). Поэтому, если в дунитах и гарцбургитах можно ожидать вы-

сокохромистые руды (месторождение Великая Дайка), то в пироксенитах и тем более в анортозитах возможны лишь средне- и низкохромистые руды, более железистые и глиноземистые (месторождение Фискенесет). Та же тенденция проявлена и в стратиграфическом разрезе интрузива, даже если рудные пласты залегают среди одноименных пород. Смена хромитовых пластов (в ультрабазитах — анортозитах) магнетитовыми (в габбро) по разрезу Бушвельдского массива — наглядная иллюстрация зависимости состава рудных шпинелидов от состава вмещающих пород.

В пределах хромитового пласта состав хромшпинелида определяется его содержанием: чем больше хрома, тем он богаче хромом и магнием. Поэтому вариации количества хромшпинелида вызывают геохимическую зональность в вертикальном разрезе рудного тела (обычно ритмичную, реже симметричную). Та же закономерность присуща и сосуществующим с хромшпинелидом силикатам: с ростом содержания хромшпинелида (и его магнезиальности) увеличиваются магнезиальность оливина и ортопироксена и основность плагиоклаза. По данным Е. Джексона, независимо от состава цемента при одинаковой густоте вкрапленности руд тенденция роста железистости и падения хромистости кверху сохраняется и в пределах рудного горизонта.

По латерали пласта содержание суммарного железа в хромшпинелидах постоянно, но Fe^{3+} растет к периферии. Это компенсируется падением концентраций хрома или алюминия. По данным А. А. Бронникова, при высокой стабильности состава руд Сарановского месторождения содержание окиси хрома увеличивается с глубиной в поперечных срезах крутопадающих пластов, т. е. по их латерали (рис. 3). По всем трем

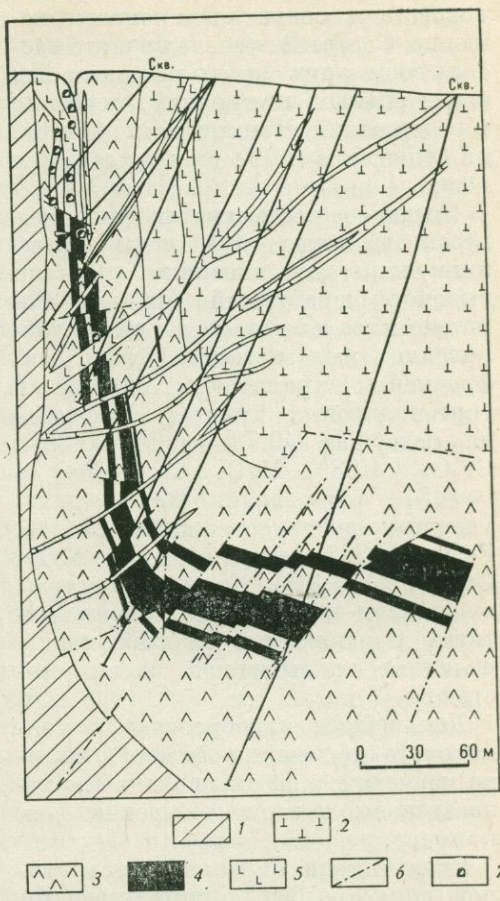


Рис. 3. Геологический разрез Главного Сарановского хромитового месторождения (по материалам Сарановской ГРП).

1 — кристаллические сланцы; 2 — габбро и габбро-нориты; 3 — перидотиты; 4 — густовкрапленные и массивные хромитовые руды; 5 — габбро-диоразы, порфириты и др.; 6 — тектонические нарушения; 7 — горные выработки

разрабатываемым пластам трем хрома очень устойчив — 0,8% на 100 м.

Таким образом, с увеличением основности пород, вмещающих хромитовые руды, более низким расположением их в стратиграфическом разрезе интрузива и увеличением густоты вкрапленности рудного хромшпинелида повышается качество руд:

возрастают содержание хрома и отношение Cr/Fe. В пределах одного массива состав руд обычно не подвержен значительным изменениям, особенно в содержании главных компонентов, но отношение Cr/Fe варьирует более резко.

Поздне- и постмагматические процессы качество руд чаще принципиально не изменяют. Однако высокотемпературный Mg—Fe—Ca-метасоматоз вызывает заметное увеличение железистости руд. Так, фрагменты хромитовых пластов в гортонолитовых дунитах Бушвельда содержат 49,7% FeO, 30,39% Cr₂O₃, 1,98% MgO, Cr₂O₃/FeO = 0,54, в то время как в измененных рудах содержится 29,79% FeO, 38,22% Cr₂O₃, 8,8% MgO, Cr₂O₃/FeO = 1,26. Хромитовые руды в оливин-энстатитовых метасоматитах Сарановского массива также обладают повышенной железистостью.

Дальнейшее преобразование хромитового оруденения связано с тектоно-магматической активизацией. Показательны в этом отношении два примера.

Рудные тела Сарановского месторождения разбиты дизъюнктивами на блоки, смещение которых достигает десятков метров. Проявлен региональный зеленосланцевый метаморфизм пород и руд. Прорывающие их обильные дайки диабазов, габбро-диабазов и плагиоклазитов сопровождаются приконтактовыми и жильными метасоматитами. Обилие карбонатных метасоматитов объясняет высокое содержание окиси кальция в рудах — в среднем 1,2%, в отдельных блоках до 5%, что может явиться причиной некондиционности руд при прочих благоприятных факторах.

Месторождение Фискенессет (раннедокембрийский гнейсовый фундамент Гренландии) претерпело две фазы складчатости и метаморфизма,

приведшие к разрывам и будинированию хромитовых пластов, образованию вторичного амфибол-хроммагнетитового парагенезиса (М. Гислер).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Хромитоносная формация дифференцированных базальтоидов большинством исследователей считается продуктом камерной кристаллизации базальтоидной магмы в условиях платформенного режима. Породы и руды формировались в основном при фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации — магматической отсадке (Thayer, 1960, 1969; Hess, 1960; и др.).

Судя по составу зон закалки, исходные расплавы близки к толеитовым базальтам, генерирующим на глубинах 20—60 км при температуре 1100—1300°С (Д. Х. Грин, Э. Д. Рингвуд, 1968 г.). Становление интрузивов происходит в мезоабиссальных условиях, так как мощность их достигает 15 км. Выдержанность черт стратиформных комплексов на значительных расстояниях по латерали свидетельствует об однородности исходных расплавов в магматической камере, а характер изменения состава пород и минералов в вертикальном разрезе отражает их кристаллизацию в условиях изменения состава расплава и падения температуры. Смена парагенезисов достаточно хорошо соответствует боуэновской схеме кристаллизационной дифференциации базальтового расплава (с накоплением кремния и ростом относительной железистости) и экспериментально изученной упрощенной системе MgO—FeO—Fe₂O₃—SiO₂ (А. Муэн, Е. Осборн).

Устанавливается выдержанный порядок кристаллизации минералов: оливин, хромшпинелид (кумуляты), затем пироксен (или, кроме того, плагиоклаз), пойкилитически включающий кумулятивные фазы. Про-

цесс кристаллизации контролировался перитектическими реакциями, объясняющими, в частности, смену хромшпинелида ортопироксеном.

Важным фактором кристаллизации базальтоидных расплавов помимо падения температуры и эволюции состава является изменение парциального давления кислорода (А. Муэн, Е. Осборн, Р. Бичан). Именно этот фактор регулирует, вероятно, образование пластов хромитов: шпинелиды кристаллизуются при повышенных pO_2 по сравнению с силикатами, с падением pO_2 поле кристаллизации шпинелидов сокращается и исчезает (Е. Осборн, П. Ройдер). Этим же объясняется и не объяснимый другими причинами переход хромшпинелидов через петрографические границы, поскольку вариации pO_2 влияют на температуру кристаллизации силикатов. Возможным механизмом изменения pO_2 в закрытых системах, какими являются рассматриваемые, считается конвекционное перемешивание или ассимиляция вмещающих пород, фрагменты которых установлены в ряде интрузий. Рост железистости хромшпинелидов и их смена магнетитом по мере дифференциации также указывают на то, что, несмотря на расход кислорода в реакциях образования шпинелидов, pO_2 не уменьшалось. Это соответствует экспериментам Е. Осборна и П. Ройдера для той же известково-щелочной серии базальтоидных расплавов. Таким образом, становление интрузива происходит в результате сочетания процессов статической гравитационной и кинетической конвекционной дифференциаций. Некоторые авторы допускают возможность предварительной глубинной дифференциации расплава.

Образованные в спокойной обстановке стратиформные комплексы можно рассматривать как продукты магматической седиментации, обла-

дающие всеми чертами обычных осадков, в том числе перерывами и несогласиями. Для объяснения явлений слоистости, ритмичности и отклонений от стратиформности в качестве дополнительных факторов привлекаются конвекционные течения и турбулентные потоки в кристаллизующемся расплаве. Первые объясняют перенос осажденных кристаллов со стенок резервуара, повышенные мощности слоев в краевых частях, появление косой слоистости; вторые — сортировку кристаллов по массе, размеру и форме. Магматическим течением объясняется и растаскивание слоев.

Процесс формирования стратиформных комплексов продолжался и после осаждения кумулятивных фаз и образования интеркумулятов. Консолидация магматических «осадков» сопровождалась их «диагенезом», вызывающим перекристаллизацию пород и руд (распад ортопироксена, инверсия пижонита в ортопироксен, развитие амфиболов по первичным силикатам и пр.). Возникают полиэдрические, очковые, порфирировидные структуры перекристаллизации хромитов, всегда более крупнозернистые, директивные текстуры.

Экспериментальные определения условий образования хромитовых руд в стратиформных интрузиях отсутствуют. Расчеты температур образования хромитовых руд по распределению магния и железа в сосуществующих равновесных оливине и хромшпинелиде (с фиксированным содержанием трехвалентных катионов) дают цифры, сопоставимые с известными для базальтовых расплавов. Установлена зависимость температуры образования хромитов от стратиграфического положения пластов, а внутри пласта — от глубины залегания.

Пласты, залегающие стратиграфически выше, образованы при более низкой температуре. Густовкраплен-

ные руды нижней части пластов имеют максимальные температуры образования, которые кверху резко падают и стабилизируются. Так, средние расчетные температуры образования двух соседних пластов хромитов из гарцбургитов базальтовой зоны массива Стиллутер (мощностью около 3,5 м каждый, отстоящих друг от друга примерно на 70 м), равны соответственно $1280 \pm 104^\circ \text{C}$ и $1000 \pm 83^\circ \text{C}$ для нижнего и верхнего пластов (Jackson, 1969).

Оценка парциального давления кислорода возможна, исходя из установленной связи состава хромшпинелидов с этим параметром: высокие содержания Fe^{3+} , Mg и Cr отражают повышенные $p\text{O}_2$ (Т. Ирвин, Ю. Д. Третьяков). Можно предполагать падение $p\text{O}_2$ кверху по разрезу рудоносной интрузии и отдельного пласта (вызывающее падение содержания хрома и магния в хромите) и рост $p\text{O}_2$ к периферии пласта по латерали (вызывающий увеличение содержания Fe^{3+} в хромшпинелиде).

Однако указанная теория не объясняет некоторые черты дифференцированных базальтоидных интрузий и их хромитовых месторождений. Для их интерпретации привлекаются посткумулятивные процессы метаморфизма и метасоматоза. Помимо упомянутых выше явлений перекристаллизации хромитовых руд и пород, следует отметить процессы высокотемпературного $\text{Ca}-\text{Fe}-\text{Mg}$ -метасоматоза, например, образование дунитовых, бронзититовых, диалагитовых, флогопитовых пегматоидов Бушвельда; дунитовых, энстатит- и диопсид-дунитовых, лабрадор-диопсидовых пегматитов Сарановского массива.

Низкотемпературный метасоматоз ультрабазитов проявлен преобладающей серпентинизацией лизардитового типа (лизардит-магнетитовый парагенезис). С тектоно-магматиче-

ской активизацией связан этап преобразования базальтоидных массивов и хромитового оруденения механическими и метаморфогенно-метасоматическими процессами. Механические деформации приводят к изменению и усложнению формы, размеров и условий залегания рудных тел. Пологозалегающие выдержанные пласты преобразуются в блоки с нерегулярным, возможно крутым, падением, смещениями, а также в будинированные линзовидные тела. Возникают сланцеватые текстуры руд, зоны дробления. Региональный и локальный метаморфизм вызывают смену первичных парагенезисов руд зеленосланцевым серпентин-хлорит-хроммагнетитовым; реже проявлен метаморфизм амфиболитовой фации. Внедрение пород дайковой серии вызывает разубоживание руд и замещение их приконтактовыми и жильными метасоматитами.

Гипергенные процессы обычно выражены образованием валунчатых и россыпных руд, так как хромит в коре выветривания устойчив. В зонах тектонических нарушений возможны инфильтрационные процессы.

В целом постинтрузивный этап развития принципиально не влияет на сохранность рассматриваемой рудной формации. Чаще он проявлен изменением морфологии залежей и зеленосланцевым метаморфизмом руд.

Таким образом, хромитовые руды возникают при дифференциации расплавов, отвечающих по составу оливиновым толеитам. Принадлежность исходных магм к оливиновым толеитам не случайна, так как содержание хрома в них выше, чем в других базальтоидах, — соответственно 0,0185—0,0210% против 0,0125—0,0170% в кварцевых толеитах, щелочных и нефелиновых базальтах. Характерен магниезальный низкокальциевый состав ультрабазитов и базитов хромитовых интрузий,

содержащих преимущественно ортопироксен и образующих ряд гарцбургит—ортопироксенит—норит. Богатые кальцием интрузивы, ультраосновные породы которых содержат клинопироксен, не несут хромитового оруденения; они не содержат, как правило, и акцессорного хромшпинелида, который сменяется титаномagnetитом. Это позволяет говорить о первичной металлогенической специализации базальтоидных магм, связанной, вероятно, с глубиной их зарождения (хромитовая ветвь является, по-видимому, более глубинной). Хром и магний обладают оксифильными свойствами, поэтому не концентрируются в средах, содержащих серу и кальций (Маракушев, 1974). Это объясняет обычный антагонизм хромитовых и сульфидных месторождений в интрузивах рассматриваемого типа. Этой же причиной вызваны, вероятно, хронологические тенденции хромитосности базальтоидной формации, обусловленные степенью дифференциации верхней мантии.

Возможности возникновения и

масштаб оруденения определяются помимо состава исходной магмы степенью дифференциации, объемом и мощностью магматической камеры. Хромитовые руды присутствуют лишь в интенсивно дифференцированных массивах, где имеются ультраосновные разности. По эмпирическим данным рудоносны лишь интрузивы мощностью более 3—4 тыс. м, а суммарная мощность хромитовых слоев коррелирует с мощностью интрузивов (О. К. Иванов, 1974 г.).

Формация стратиформных базальтоидных интрузий является комплексной. Кроме хромитового оруденения она может содержать ванадиеносные титаномagnetитовые руды в габбро, анортозитах, ферродиоритах и метасоматических диаллагитах; комплексные платино-медно-никелевые сульфидные руды в пироксенитах; платиноносные ультраосновные метасоматиты; вермикулитовые метасоматиты; продольно-волокнистый хризотил-асбест карачаевского подтипа; магнезитовые руды коры выветривания перидотитов.

ХРОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫХ МАССИВОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Хромитовая формация дунит-гарцбургитовых массивов приурочена к подвижным поясам земной коры континентов и океанов. Появление ее в земной коре связано с заложением проницаемых зон, по которым в кору поступает материал мантии. Массивы дунит-гарцбургитовой формации образуют протяженные пояса (нередко планетарного характера), трассирующие подвижные зоны: 1) эвгеосинклинали (древние и современные) современных континентов и переходных зон континент—

океан; 2) их аналоги в океанах — рифтовые зоны (рифтогенали по Г. Б. Удинцеву) срединно-океанических хребтов.

Дунит-гарцбургитовая формация эвгеосинклиналей ассоциирует обычно с осадочно-вулканогенными формациями ранних этапов развития геосинклиналей — спилит-диабазовой формацией (недифференцированных мантийных вулканитов типа толеитовых базальтов) и преимущественно кремнистыми осадками, образуя офиолитовые комплексы (офиолитовая триада Штейнмана). Ультрабазиты залегают среди кремнисто-вулканогенных пород, реже перекрываются ими. Взаимоотношения ультра-

базитов срединно-океанических хребтов с вмещающими их породами неизвестны; несомненно лишь, что они также ассоциируют с инициальными основными вулканитами.

Место дунит-гарцбургитовой формации в истории развития подвижных зон является предметом острой дискуссии, вызванной нерешенностью петрологических и геотектонических проблем. Аргументированные доказательства и критика разных точек зрения по петрологическим и геотектоническим аспектам ультрабазитов содержатся в работах Х. Хесса, Н. Боуэна, Т. Тейера, Ю. М. Шейнманна, А. Рингвуда, Д. Грина, П. Вилли, Г. В. Пинуса, Н. Д. Соболева, А. В. Пейве, Н. В. Павлова, В. Е. Хаина, С. Н. Иванова и других исследователей.

Признавая мантийный источник вещества ультрабазитов, исследователи расходятся в объяснении условий их формирования и способа внедрения в земную кору. Большинство петрологов отрицают возможность существования ультраосновной магмы при температурах, допустимых в верхней мантии (до глубины астеносферы), предполагая образование ультрабазитов из мантийного рестита после удаления низкотемпературной базальтовой выплавки; допускается и полное плавление вещества мантии с дифференциацией в подкоровых или коровых условиях.

Неясен способ поступления ультраосновного вещества в земную кору. Допускается: 1) внедрение в кору жидкой ультраосновной магмы (И. Тейлор) или ее подводные излияния (Е. Бейли, Е. Кюндиг); 2) внедрение субсолидусной смеси (Н. Боуэн); 3) внедрение твердых блоков — горячих (Т. Тейер) или холодных (В. де Ровер). Гипотеза тектонического внедрения пластичных горячих тел ультрабазитов получила в последние годы широкое признание,

в том числе сторонников первично-магматического происхождения ультрабазитов.

Классическая геотектоника связывает дунит-гарцбургитовую формацию геосинклиналей с ранней геосинклинальной доинверсионной стадией (Хаин, 1973) — заложением разломов при образовании глубоких геосинклинальных трогов и формировании кремнисто-вулканогенных толщ, в которые внедрены ультрабазиты.

Выяснению природы ультрабазитов складчатых областей способствовало обнаружение их аналогов в океанических областях (рифтовых зонах и трансформных разломах срединно-океанических хребтов). Гипотеза Хесса—Дитца рассматривает ультрабазиты срединно-океанических хребтов как фрагменты океанической коры, выведенные при раздвижении литосферных плит (рифтогенезе). Эта гипотеза наряду с другими данными явилась основой для создания концепции новой глобальной тектоники Земли — теории неомобилизма.

Новая глобальная тектоника рассматривает дунит-гарцбургитовую формацию как нижнюю часть меланократового фундамента древней океанической коры, являющегося основанием эвгеосинклинали, перекрытым осадочно-вулканогенными толщами. Сходство разрезов эвгеосинклинальных зон ископаемых геосинклиналей с разрезами срединно-океанических хребтов явилось основанием для вывода о сходстве условий развития геосинклинальных систем прошлого и рифтовых зон современных океанов. Пояса массивов дунит-гарцбургитовой формации складчатых зон параллелизуются с ультрабазитами рифтовых зон океанов, прошедших стадии срединно-океанических хребтов — островных дуг — складчатых областей. Большинство сторонников неомобилизма отрицают возможность автохтонного

залегания ультрабазитов; некоторые исследователи отрывают время появления ультрабазитов в земной коре от времени их формирования.

Ни первая, ни вторая гипотезы не объясняют удовлетворительно все наблюдаемые факты, однако несомненно установлено появление ультрабазитов в земной коре в раннюю стадию развития геосинклиналей — стадию растяжения коры, а также их связь с внутренними эвгеосинклинальными зонами геосинклиналей, возникшими на океанической коре. При дальнейшей эволюции геосинклиналей ультрабазиты вовлекаются в орогенные процессы — участвуют в складчатости, поэтому получили название *а л ь п и н о т и п н ы х*. Вследствие эволюции геосинклинальных областей ультрабазиты оказываются размещенными в эпигеосинклинальных орогенных и платформенных областях.

Геосинклинали с инициальными ультрабазитами формируются в разных геотектонических условиях. В. Е. Хаин выделяет: 1) внутриокеанические геосинклинали; 2) перикокеанические, заложенные в области перехода континент—океан; 3) внутриконтинентальные, возникшие на вторичной океанической коре, при растяжении континентальной литосферы.

Дунит-гарцбургитовая формация геосинклиналей проявлена в широком возрастном диапазоне — от архея до кайнозоя. Первые проявления ее связаны с развитием примитивных позднеархейско-раннепротерозойских геосинклиналей. Они представлены ультрабазитовыми поясами Южно-Африканского, Индийского, Канадского, Украинского, Воронежского, Балтийского щитов, кристаллических массивов юга Дальнего Востока, юга Сибирской платформы (Байкало-Енисейская провинция). Следующий этап проявления ультрабазитов связан с развитием

верхнепротерозойских — раннепалеозойских геосинклиналей (байкалиды, рифеиды), образовавших складчатое обрамление древних платформ. С каледонскими и герцинскими геосинклиналями связаны многочисленные пояса ультрабазитов Урало-Монгольской и Атлантической складчатых областей и наиболее древние пояса ультрабазитов Средиземноморского и Тихоокеанского поясов. С развитием альпийских геосинклиналей связаны также многочисленные массивы ультрабазитов Тихоокеанского и Средиземноморского поясов, преимущественно мелового и палеогенового возраста. Наиболее молодые палеогеновые массивы ультрабазитов развиты в современных геосинклиналях — молодых островных дугах Тихого океана, геоантиклиналях в фазе активного развития (восточная часть Филиппинской котловины и Меланезия).

Хронологические тенденции проявления ультрабазитов сопряжены с геотектоническими условиями их формирования, обусловленными глобальной эволюцией земной коры. Ранние ультрабазиты связаны с внутриокеаническими протогеосинклиналями, которые сменились в верхнем протерозое—палеозое преобладающими перикокеаническими и внутриконтинентальными. Рифтовые зоны океанов параллелизуются в этой связи с внутриокеаническими протогеосинклиналями.

Хромитовые месторождения присутствуют во всех возрастных группах ультрабазитов. По мнению Т. Тейера, экономически важные месторождения связаны с палеозойскими и более молодыми ультрабазитами. Н. В. Павлов отмечает повышенную хромитоносность каледонских и герцинских ультрабазитов относительно более древних и молодых. Действительно, в докембрийских ультрабазитах известны немногочисленные мелкие месторождения и проявления

Южной Родезии, Индии, Шри Ланка и СССР (Украина, Байкало-Енисейская складчатая область). Каледонские и герцинские ультрабазиты содержат многочисленные, в том числе значительные, хромитовые месторождения и проявления на Урале, в Казахстане, Алтае-Саянской области, Аппалачах, Восточной Австралии. Многочисленные месторождения и проявления хромитов известны и в зонах альпийской складчатости в Средиземноморском (Греция, Кипр, Албания, Югославия, Болгария, Турция, Иран, Пакистан, Сирия, Индия) и Тихоокеанском (Анадырско-Корякская область, Япония, Филиппины, Новая Гвинея) поясах, в том числе в молодых островных дугах Тихого океана. Имеющиеся данные не позволяют считать мезозойские ультрабазиты менее хромитовыми, чем палеозойские. Хромитовые месторождения имеются, по-видимому, и в ультрабазитах срединно-океанических хребтов, так как обломки хромитовых руд драгировались со дна океана.

В дальнейшем будут рассмотрены только геосинклинальные ультрабазиты, поскольку океанические недоступны наблюдению и, по-видимому, не могут быть использованы в ближайшем будущем для добычи полезных ископаемых.

Современные области проявления хромитовосной дунит-гарцбургитовой формации отвечают, таким образом, разным геотектоническим элементам, отражающим последовательные стадии развития подвижных зон, при заложении которых ультрабазиты выведены в земную кору. Это срединно-океанические хребты; молодые (окраинно-океанические) островные дуги — современные геосинклинали; зрелые (окраинно-континентальные) островные дуги — области незавершенной альпийской складчатости; эпигеосинклинальные складчатые области; эпигеосинклиналь-

ные платформы — древние допалеозойские складчатые области фундамента платформ и щитов.

Интересующие нас альпийские ультрабазиты расположены в современных геосинклиналях и эпигеосинклинальных складчатых областях разного возраста.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В пределах геосинклинальных областей пояса массива дунит-гарцбургитовой формации приурочены к границам структурно-формационных зон разного порядка. Г. В. Пинусом и др. выделяются: 1) краевые пояса первого порядка — по границе геосинклинальной области с платформой или складчатой областью; 2) краевые пояса второго порядка — по границе геосинклинальной системы и срединного массива; 3) внутригеосинклинальные граничные пояса, разделяющие интрагеосинклинали и геоантиклинали первого порядка (прогибы и поднятия); 4) внутренние пояса, приуроченные к структурно-формационным зонам высоких порядков в пределах интрагеосинклинальных прогибов и поднятий.

В мозаичных геосинклинальных областях, кроме того, развиты «сквозные» (Пинус, Колесник, 1966) пояса ультрабазитов, переходящие из геосинклинальной системы в срединный массив (байкалиды и каледонида юга Сибири). В отличие от типичной ассоциации с осадочно-вулканогенными толщами ультрабазиты сквозных поясов, размещенные в срединных массивах, залегают среди высокометаморфизованных пород комплекса основания (гнейсов, гранитов, кристаллических сланцев, мраморов), образуя в срединных массивах офиолитовые швы. Возможны, по-видимому, две первичные позиции ультрабазитов по отношению к вмещающим породам: 1) среди пород синхронного

им геосинклинального этапа; 2) среди пород предшествующего геосинклинального этапа (комплекса основания срединных массивов). В этой связи ультрабазиты являются по отношению к вмещающим породам соответственно доорогенными и посторогенными.

В длительно развивающихся геосинклинальных поясах (Тихоокеанский и др.) наблюдается система параллельных поясов ультрабазитов разного возраста с омоложением к центру геосинклинального пояса. Это отражает последовательность формирования геосинклинальных поясов, по мере того как эпигеосинклинальные складчатые пояса наращивают платформу.

Наиболее протяженны (до нескольких тысяч километров) пояса ультрабазитов первого типа — перикратонные, отвечающие глубинным разломам первого порядка; обычно они фиксируют границы мио- и эвгеосинклиналей. Геофизические данные позволяют предполагать, что в этих зонах имеются почти непрерывные цепи обнаженных и погребенных массивов ультрабазитов — например, в зоне Главного Уральского глубинного разлома по краю палеозойской эвгеосинклинали протяженностью более 2000 км. Среди менее протяженных внутригеосинклинальных поясов наиболее крупными являются граничные пояса, разделяющие интрагеосинклинальные прогибы и поднятия; протяженность их достигает многих сотен километров. Массивы ультрабазитов приурочены обычно к бортам прогибов (нередко они располагаются в оперяющих их разломах), сводам и крыльям антиклинорных структур, осложняющих прогибы, разломам в сочленении структурных форм высоких порядков.

Породы дунит-гарцбургитовой формации образуют массивы линейного типа — преимущественно моноклинальные плитообразные залежи, плас-

тины, линзы, согласные структуре вмещающих пород, реже неправильные тела или блоки с прямолинейными контурами. Размеры их варьируют от незначительных до очень крупных, площадь которых достигает 2000 км², протяженность — сотни километров, а мощность — по-видимому, не менее 10—15 км.

Многообразие позиции ультрабазитов в структурно-формационных зонах геосинклиналей связано с их участием в орогенных процессах. Перикратонные массивы являются моноклинальными плитообразными залежами, пластинами. Массивы внутригеосинклинальных поясов обычно являются отторженцами от главной пластины ультрабазитов, выведенной в начале геосинклинального цикла. Орогенные процессы могут изменить характер залегания, форму и размеры массива, что приводит к образованию мелких тел неправильной формы. Наиболее развиты процессы шарьирования ультрабазитовых массивов, нередко в блоках вмещающих пород. Возможно, в частности, шарьирование из эвгеосинклинали в чуждую ультрабазитам миогеосинклинальную эпоху (Сакмарский и Кракинский шарьяжи Урала). Развито также протрудирование — тектоническое перемещение в своды антиклинальных структур или на более высокие стратиграфические уровни. Протрузии имеют форму крутопадающих пластин, блоков, будин, линз, могут сопровождаться меланжем, как моно-, так и полимиктовым. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в массивах внутренних поясов, образующих цепочки мелких и средних тел протяженностью десятки — первые сотни километров.

Типоморфными породами рассматриваемой формации являются перидотиты (гарцбургиты, реже лерцолиты) и подчиненные им дуниты. Им резко подчинены пироксениты,

верлиты, амфиболовые перидотиты. Все породы, кроме пироксенитов, обычно в разной степени серпентинизированы. Ультрабазиты нередко сопровождаются габброидами, генетическая связь с которыми дискуссионна. Чаще габброиды имеют поздний самостоятельный характер или аногипербазитовую природу, в связи с чем некоторые исследователи (Г. В. Пинус и др.) отрицают генетические связи альцинотипных ультрабазитов и габброидов. Тем не менее непрерывные серии ультрабазит—троктолит—норит рассматриваются рядом исследователей (Thayer, 1969) как генетически единые.

Наиболее распространены гарцбургитовые и дунит-гарцбургитовые массивы, реже развиты дунит-лерцолит-гарцбургитовые, троктолит-гарцбургитовые и еще реже существенно лерцолитовые. Характерны директивные и полосчатые текстуры пород; простирание элементов директивности согласно удлинению массивов, однако безразлично к их контактам. В целом массивы ультрабазитов рассматриваемой формации являются псевдостратиформными комплексами, осложненными брахиструктурами.

Исследованиями А. Г. Бетехтина, Н. А. Заварицкого, Г. А. Соколова, Т. Тейера, Н. В. Павлова и других установлен длительный процесс формирования и неоднократных преобразований пород и руд рассматриваемой формации. Однако вопрос о размещении петрографических фаций ультрабазитов, об их взаимоотношениях и генезисе полностью не решен. Это вызвано нерешенностью общих проблем петрологии ультрабазитов и отсутствием разработанных критериев определения их генетической природы, что при простоте минерального состава и довольно стабильном химизме затрудняет генетические построения.

Последовательность главных процессов петрогенезиса и хромитообра-

зования может быть представлена схемой, отражающей магматический и метаморфогенно-метасоматический этапы становления и эволюции дунит-гарцбургитовой формации.

Наиболее ранними породами являются перидотиты — гарцбургиты, лерцолиты и, по-видимому, чрезвычайно редкие их полевошпатсодержащие разновидности (типа плагиоидерцолитов массива Нурали на Южном Урале). Для перидотитов всех возрастных групп и регионов характерны стабильные черты состава и структуры: 1) гипидиоморфнозернистая структура с 15—20% ксеноморфных пироксенов и ксеноморфным акцессорным хромшпинелидом; 2) высокая магнезиальность перидотитов и слагающих их оливина и энстатита (средняя железистость 8—9%); 3) принадлежность акцессорного хромшпинелида к магнезиальным алюмохромиту—пикотиту, реже к их субферриразностям. Клинопироксен (диоксид с железистостью 4—5%) является нередкой примесью в гарцбургитах; в лерцолитах содержание его не превышает нескольких процентов.

Доля дунитов в рассматриваемой формации невелика, в отличие от других гипербазитсодержащих формаций; по-видимому, она не превышает 20—30% в пределах доступных изучению глубин. Дуниты развиты во внутренних частях массивов на любых гипсометрических уровнях. Морфология дунитовых тел — жилы, сетчато-полосчатые обособления или более крупные компактные тела (линзовидные, штокообразные или сложной формы), окруженные обычно дунитовыми жилами. Тела дунитов в общем случае несогласны с директивностью перидотитов и имеют собственный структурный план. Контакты их, как правило, резкие. Дуниты отличаются: 1) различной зернистостью — чаще средней или крупной, реже — гигантской; 2) нередко

зональным строением, с обогащением центральной части тел хромшпинелидом; 3) идиоморфным хромшпинелидом, наряду с которым в узкой зоне эндоконтакта может быть ксеноморфный, реже развиты угнетенные формы хромшпинелида — призматические, футлярообразные, плоские кристаллы.

Особенности позиции и строения дунитовых тел (секущие взаимоотношения дунитов и перидотитов, реликты перидотитов в дунитах, реликтовый ксеноморфный хромшпинелид в эндоконтакте дунитовых тел) свидетельствуют об образовании дунитов по перидотитам. Процесс образования дунитов, вероятно, имеет метасоматический характер, а изменение морфологии участков оливинизации (простые жилы → сетка → компактные тела с реликтами гарцбургитов и без них) отражает различные масштабы развития процесса и характер прототектонической подготовки. В общем случае участки развития дунитов в рассматриваемой формации представляют дунит-гарцбургитовые комплексы с гарцбургитовым субстратом и жильными дунитами.

В дунит-гарцбургитовых комплексах мощность дунитовых жил обычно измеряется дециметрами — первыми метрами; суммарное количество дунитов варьирует от первых процентов до 60—80%. Размеры наиболее крупных компактных дунитовых тел достигают нескольких сот метров по мощности и первых километров по простиранию. Дуниты содержат обычно оливин с железистостью 7—9% и магнезиально-железистый алюмохромит, близкий хромиту, хотя состав аксессуория в общем варьирует до магнезиального пикотита и железистого субферриалюмохромита. Во фронтальных частях дунитовых тел могут быть развиты переходные к гарцбургитам пироксеновые дуниты или амфиболовые перидотиты. С об-

разованием дунитов сопряжен главный этап хромитового оруденения.

Пироксениты образуют жилы мощностью дециметры — первые метры, протяженность которых достигает нескольких километров. Представлены крупнозернистыми энстатитами, редко — вебстеритами. Количество пироксенитов обычно не превышает долей процента.

После становления ультрабазиты претерпевают массовую фреатическую серпентинизацию — обычно незавершенную лизардитизацию.

С орогенным этапом связано возможное преобразование дунит-гарцбургитовых массивов.

Автометаморфические процессы приводят к образованию амфибол-оливиновых и антигорит-оливиновых пород, нередко с характерными гнейсовидными текстурами и реликтовой макроструктурой дунит-гарцбургитовых комплексов. Ведущим направлением этих процессов являются депироксенизация (замещение ортопироксена оливином, амфиболом, тальком) и образование магнетита (по аксессуарному хромшпинелиду и пироксену). Наиболее развиты антигорит-оливиновые породы (штубахиты, по Е. Вейншенку, или войкариты, по А. А. и Г. Н. Савельевым) — продукты оливинизации и регрессивной антигоритизации серпентинизированных перидотитов и дунитов. Широко развиты также куммингтонит-оливиновые породы. Метаморфические антигорит- и куммингтонит-оливиновые породы могут иметь региональное распространение (Рай-Изский и Войкаро-Сыннинский массивы, Полярный Урал; Усть-Бельский массив, Чукотка).

К автометаморфическим относятся и антигорит-оливиновые породы, развитые в узкой зоне эндоконтакта некоторых массивов, расположенных преимущественно в комплексе основания срединных массивов. Образование их вызвано, вероятно, повторным

протрудированием. Последующие преобразования носят аллометасоматический характер и обнаруживают прямую или парагенетическую связь с процессами формирования габброидных — гранитоидных комплексов и их жильной серии.

Наибольшее значение как породообразующие имеют процессы, связанные с формированием габброидов. Они приводят к образованию двух комплексов ультраосновных метасоматитов: 1) переходных от габбро к ультрабазитам пород серии полевошпатовый перидотит—клинопироксенит—дунит—троктолит и 2) пироксенит—дунит—перидотитовых. Оба комплекса приурочены к верхним частям (висячим контактам) ультраосновных массивов, где ультрабазиты контактируют с габброидами или амфиболитами. Для пород этих комплексов характерны: 1) шпирово-полосчатые текстуры; 2) структуры перекристаллизации; 3) переменный количественно-минеральный состав, в частности наличие перидотитов с переменным (в том числе и высоким 40—80%) содержанием пироксенов (амфиболов), несвойственным стандартным перидотитам; 4) широкие вариации химизма, в частности железистости, и высокие средние значения железистости (10—20%); 5) обычно магнетит-лизардитовый парагенезис ранней серпентинизации (в отличие от безмагнетитового, типичного для дунит-гарцбургитовых комплексов); 6) резкое преобладание перидотитов и дунитов над пироксенитами.

Породы первого комплекса (габброизированные ультрабазиты) развиты в непосредственном контакте с габброидами, в зоне мощностью до нескольких десятков — первых сот метров. Формирование их объясняется процессами фельдшпатизации и клинопироксенизации ультрабазитов в контакте с магматическими габбро (Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов) или на фронте образования апогипербазито-

вых метасоматических габбро (В. Ф. Морковкина).

Породы второго комплекса контактируют с габброидами, габброизированными ультрабазитами или развиты вне связи с ними. Площадь выхода их на поверхность достигает десятков квадратных километров, мощность — нескольких километров. Среди них можно выделить две ассоциации.

Первая ассоциация — клинопироксенит-дунит-верлит-кортландитовая с пойкилитовыми структурами перидотитов и идиоморфным акцессорным хромшпинелидом (Кемпирсайский и Тамватнейский массивы). Для этой ассоциации характерна устойчивая метасоматическая зональность, в общем случае: клинопироксенит → дунит → верлит → →кортландит → гарцбургит или лерцолит (исходная порода). Дуниты и перидотиты имеют переменную, в том числе повышенную по сравнению с исходными породами, железистость (8—13%), содержат железистые или ферросубферри-ферриразности хромита—алюмохромита. Перидотиты содержат ксеноморфные диопсид, тремолит (куммингтонит), в которых заключен акцессорий. В тыловой части зоны дунитов может возникать маломощная подзона хромититов со структурой хромитовой сетки (Кемпирсайский массив).

Вторая ассоциация — хромитит-пироксенит-дунит-перидотитовая, с полигонально-зернистой структурой всех пород, идиоморфным или гипидиоморфным акцессорным хромшпинелидом. Выделяются две ветви этой ассоциации: 1) хромитит-ортопироксенит - дунит - гарцбургитовая (Красногорский массив, Чукотка); 2) хромитит-клинопироксенит-дунит-верлит-кортландитовая, возможно с тремолитами или паргасититами (Усть-Бельский и Тамватнейский массивы, Чукотка). Породы первой ветви образуются при метасоматозе

исходных ультрабазитов с привнесом Si, Fe; второй ветви — с привнесом Si, Al, Ca (Na) и в меньшей степени Fe. Соответственно, породы первой ветви имеют высокую железистость (8—20%) и содержат высокожелезистый среднехромистый аксессуарий. Железистость пород второй ветви ниже (8—13%), а аксессуарий хромшпинелид представлен высокомагнезиальными разновидностями, богатыми глиноземом (хромпикотит—пикотит).

Региональное распространение может иметь также ассоциация метаморфогенно-метасоматических ультрабазитов, включающая: 1) регенерированные десерпентинизированные дуниты и гарцбургиты гранобластовых структур с высокомагнезиальным оливином ($f = 3-5\%$) и аксессуарием, близким магнетиту; 2) продукты их последующих изменений — энстатитизации, антофиллитизации и более низкотемпературных (Г. Б. Рудник и др.).

С региональным метаморфизмом вмещающих ультрабазиты толщ связано их возможное преобразование более высоких ступеней, чем начальная массовая lizardитизация — хризотилитизация (в том числе хризотил-асбеститизация), антигоритизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация, актинолитизация, реже антофиллитизация и широксенитизация.

Ксеногенный жильный комплекс представлен ранними габбро-диабазами, диабазовыми порфиридами и более поздними плагиоклазитами и различными кислыми породами, с которыми связаны контактовые и жильные метасоматиты.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Различные петрологические и геотектонические концепции породили множество дискутируемых в настоящее время гипотез образования дунит-гарцбургитовой формации геосинклиналей. Три главные петрологи-

ческие концепции (жидкая магма, дифференцированная в коре или мантии; субсолидусный мантийный ресит; недифференцированное вещество мантии или базальтового слоя) поразному сочетаются с геотектоническими концепциями (внедрение в камеру, аллохтоны океанической коры, протрузии мантии или базальтового слоя).

Большинство исследователей считают исходным веществом рассматриваемой формации перидотит — остаток мантийного пиrolита А. Э. Рингвуда после удаления низкотемпературной базальтовой составляющей при фракционном плавлении (Ю. М. Шейнман) или фракционной кристаллизации (Д. Х. Грин). Первичная магматическая природа ультрабазитов признается большинством исследователей, в том числе сторонниками неомобилизма или различных протрузивных концепций.

Особую дискуссию вызывает генезис хромитовых руд и материнских для них дунитовых фаций ультрабазитов. Со времени высказывания Л. Фогтом в конце прошлого века первой аргументированной гипотезы о магматическом происхождении хромитовых руд эволюция взглядов на генезис хромитов рассматриваемой формации до недавнего времени не выходила за рамки собственного магматического процесса, за исключением быстро забытой гидротермальной гипотезы Е. Сэмпсона. Как дополнительный, допускался гидротермальный генезис части руд в связи с процессами серпентинизации (А. Г. Бетехтин, С. Графэнауэр).

Магматический генезис хромитовых руд в разных вариантах и в настоящее время признается большинством исследователей, в том числе сторонниками протрузивной концепции. Наряду с магматической, в последние годы исследователи обратились к метасоматической или гидротермальной гипотезам.

Современные взгляды на генезис ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации и хромитового оруденения представлены следующими основными группами гипотез.

I. Гипотезы магматического происхождения ультрабазитов и хромитовых руд.

1. Камерная кристаллизация ультраосновного расплава в земной коре, с обособлением рудного вещества на разных стадиях и образованием главных типов руд в позднемагматический этап (Бетехтин, 1941 г.; Соколов, 1948, 1971; Павлов, 1949; Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Petraschek, 1957; Кравченко, 1969; Соболев, 1971; и др.). Гистеромагматическая гипотеза, поддержанная Д. С. Коржинским, наиболее последовательно обосновывается Г. А. Соколовым и Н. В. Павловым, которые объясняют обособление рудно-силикатных расплавов участием летучих на разных стадиях дифференциации расплава, начавшейся в астеносфере и закончившейся в современной камере, и последующим дополнительным внедрением их в закристаллизовавшиеся ранее части интрузива.

2. Подкорковая кристаллизация (магматическая отсадка) с образованием стратиформных базит-гипербазитовых комплексов с сингенетичными им пластами раннемагматических хромитовых руд; внедрение их в кору в виде пластичных горячих тел с твердыми хромитами (Thayer, 1969).

II. Гипотезы магматического происхождения ультрабазитов с гидротермально-метасоматическими хромитовыми рудами, образующимися в камере плутона при гранитизации корней ультраосновных массивов (Варлаков, 1974) или в подкорковых условиях (А. А. Савельев).

III. Гипотезы метаморфогенного образования ультрабазитов и хромитовых руд в базальтовом слое (У. де

Ровер) или в мантии (С. В. Москалева) с протрузией холодных блоков.

Из предложенных гипотез хромиобразования наиболее аргументирована гистеромагматическая, однако и ее сторонники отмечают, что физико-химическая сторона ее необоснованна (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973).

Условия образования ультрабазитов и хромитовых руд, соответственно изложенной выше последовательности процессов, представляются следующими.

В магматический этап образуются перидотиты, которые несут признаки последовательной фракционной кристаллизации, с ранним оливином и поздним шпинель-пироксеновым парагенезисом. По-видимому, частично закристаллизованный перидотитовый расплав, состоящий из кристаллов оливина и шпинель-пироксенового расплава, внедрился в кору океанического типа при заложении рифтовой зоны, где окончательно закристаллизовался. Физико-химическое изучение природных перидотитов и моделирующих их экспериментальных систем (К. Ито, Дж. Кеннеди, Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд и др.) позволяет заключить, что перидотиты являются высокотемпературными образованиями умеренных глубин. Температура их солидуса оценивается в 1100—1250° С разными методами (по оливин-энстатитовому, двупироксеновому и оливин-шпинелевому термометрам), дающими совпадающие результаты. Глубина образования их ограничена 40 км по нижней границе устойчивости шпинели и пироксенов с умеренными содержаниями глинозема. Низкая степень окисления железа в шпинелиде (изоморфная емкость Fe^{3+} в котором неограниченна) и состав газовой фазы (преобладание H_2 , CH_4) свидетельствуют о восстановительной среде. Парциальное давление кислорода в конечную стадию кри-

сталлизации расплава оценивается по методу Т. Н. Ирвина (1965 г.) в $10^{-6,5}$ кгс/см² по составу хромшпинелида и трехминеральному парагенезису оливин—энстатит—хромшпинелид.

Во второй этап образуются дуниты и сопутствующие им хромитовые руды. Формирование их сопряжено со становлением структуры массивов — образованием директивной системы ослабленных зон и брахиструктур. Несовпадение структур этого этапа с директивностью перидотитов свидетельствует о перестройке структурного плана.

Образование дунитов и сопутствующих им хромитовых руд, по-видимому, наиболее вероятно объясняется участием флюидов, которые обособляются из магмы в регрессивный позднемагматический период (Маракушев, 1974) и реагируют с перидотитами, вызывая их оливинизацию и экстрагируя рудное вещество. Для рудообразования необходим спад давления и температуры, который вызовет переход надкритических флюидов в расплав-раствор и разгрузку его в благоприятных структурах. Такими структурами являются ослабленные зоны (участки пониженных давлений и температур) на фронте оливинизации — пологие участки флексуорообразных перегибов, области растяжения в сводах брахиантиклиналей — трещины отслоения и разрыва в их кровле, пересечения разломов.

По данным геологических и петрографических наблюдений главным процессом образования дунитов является метасоматическое замещение, а рудные тела образованы при сочетании процессов замещения и выполнения полостей. О последнем свидетельствуют текстуры хромитовых руд, указывающие на высокую подвижность рудного вещества — текстуры течения, растаскивания, брекчиевые, пластические деформации

хромитовых нодулей и др. Главными процессами образования руд при выполнении полостей были одноприемная и эвтектоидная кристаллизация и ликвация. Не зная параметров процесса, можно, однако, сделать вывод о достаточно высоких температурах; об этом свидетельствуют включения оливина и периклаза в рудных хромшпинелидах, а также высокотемпературный характер сопутствующих им сульфидов (гексагональный пирротин, троилит, куперит).

Процесс происходил, по-видимому, при температурах $1000-800^{\circ}\text{C}$ или более низких. Он сопровождался ростом парциального давления кислорода (от $10^{-5,5}$ кгс/см² в дунитах до $10^{-3,2}$ кгс/см² в хромитовых рудах). Для рудообразования благоприятны большой объем магматических масс и длительное развитие поздней фазы, способствующие концентрированию рудоносных флюидов, а также наличие благоприятных структур для их накопления и разгрузки.

Оливинизация перидотитов сопровождается освобождением кремнезема и сменяется комплементарным процессом пироксенизации ($800-700^{\circ}\text{C}$). Кремнезем выносится за пределы зон оливинизации или реализуется на месте, образуя самостоятельные тела или рассеянную вкрапленность пироксена (реже — амфибола).

Породы второго, регрессивного этапа становления ультраосновных массивов образуют метасоматическую колонку: хромитит → дунит → пироксенит → гарцбургит (исходная порода). Фронтальная зона пироксенитов может отсутствовать; вместо нее проявлена пироксенизация гарцбургитов или развита зона амфиболовых перидотитов. Весь процесс регрессивного изменения перидотитов описывается реакциями: 1) пироксен → оливин + шпинель + SiO_2 ; 2) SiO_2 + оливин → пироксен. В этом проявлен, вероятно,

универсальный режим эволюции перидотитовой магмы, соответствующий установленной Д. С. Коржинским кислотно-основной эволюции постмагматических растворов. В этом смысле можно рассматривать весь процесс как автореакционный метасоматический, со сменой ранней щелочной стадии (осаждения оснований — магнезия в зонах оливинизации и хрома в рудных телах) кислотной стадией (выщелачивания оснований — пироксенизацией). Образование хромитовых руд отвечает заключительному этапу ранней щелочной стадии. Может проявиться также и поздняя щелочная стадия — оливинизация зальбандов пироксенитовых жил.

Прогрессивные автометаморфические процессы образования оливиновых, амфибол-оливиновых и энстатит-оливиновых пород происходят соответственно в условиях фаций зеленых сланцев (хлоритовидная ступень), эпидот-амфиболитовой и гранулитовой. Они соответствуют начальным этапам орогенной стадии, с которой связано образование линейных зон повышенной проницаемости, блоковой тектоники, зон дробления и будинажа. Аллометаморфические пироксенит-дунит-перидотитовые комплексы образуются в условиях гранулитовой — амфиболитовой фаций метаморфизма. Все прогрессивные изменения происходят при повышенном парциальном давлении кислорода, что вызывает смену хромшпинелида более железистыми разновидностями с высокой степенью окисления железа.

Поздние преобразования ультрабазитов связаны с орогенной стадией развития геосинклиналей. Они выражены прежде всего в усилении роли механических деформаций, а также в региональных преимущественно низкотемпературных изменениях ультрабазитов, внедрении жильного комплекса. Те и другие наиболее

проявлены во внутригеосинклинальных, особенно внутренних поясах, оформление которых в самостоятельную стадию. Дальнейшее развитие блоковой тектоники и будинажа сопровождается шарьированием, протрузиями, меланжем, что приводит к изменению формы ультрабазитовых массивов, появлению отторженцев и нарушению их первичного соотношения с вмещающими породами.

Массивы, расположенные в зонах регионального метаморфизма, подвержены изофациальным с вмещающими осадочно-вулканогенными породами региональным изменениям, причем имеется закономерная связь метаморфизма гипербазитов и вмещающих пород с их структурной позицией в эвгеосинклинали. В краевых и граничных массивах проявлены обычно лишь ранняя лизардитизация и локальная хризотилизация и антигоритизация. Массивы внутренних поясов нередко полностью антигоритизированы, в них развиты также оталькование и карбонатизация, изофациальные с высокой степенью зеленосланцевого и амфиболитовым метаморфизмом вмещающих пород. Наиболее высоко метаморфизованы мелкие массивы в антиклинорных структурах высоких порядков в пределах региональных поднятий — в зонах ультраметаморфизма и гранитизации вмещающих пород. Они превращены в оливин-энстатит-антофиллитовые породы гранулитовой — кордиерит-антофиллитовой фаций метаморфизма. Указанные изменения проявлены лишь в областях завершенной складчатости.

Кроме хромитового оруденения с дунит-гарцбургитовой формацией связаны непромышленная сульфидная минерализация в автометасоматитах (дунитах и пироксенитах) регрессивной стадии и обширная группа неметаллических полезных ископаемых, образующихся при прогрессив-

ных метаморфогенно-метасоматических преобразованиях ультрабазитов в орогенную стадию развития геосинклинали: месторождения хризотил-асбеста баженовского и лабинского подтипов, магнезиоарфведсонит-асбеста антофиллит-асбеста, талька и тальковых камней, вермикулита, золото-сульфидно-кварцевой формации, проявления актинолит- и тремолит-асбеста, месторождения драгоценных камней (изумрудов, сапфиров, рубинов), поделочных камней (жадеитов, лиственитов, хлоритовых пород, нефритов), технических камней (наждаков, хлоритовых пород). С гипергенными процессами связано образование россыпных месторождений осмистого иридия и золота, силикатно-никелевых и магнезитовых месторождений и сунгулитовых проявлений коры выветривания. Слабо серпентинизированные дуниты и гарцбургиты являются ценными форстеритовыми огнеупорами.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Хромитовая формация дунит-гарцбургитовых массивов отличается многообразием позиции, морфологии рудных тел и состава руд, обусловленными различием условий их формирования и последующих преобразований.

Основной этап оруденения связан с позднемагматической—автоматической стадией становления дунит-гарцбургитовой формации. Руды этого этапа образуют различные по масштабу, в том числе крупные и уникальные месторождения. Они локализируются в дунитах и приурочены обычно к апикальным частям дунитовых тел и окружающим их жилам дунитов. Морфология рудных тел изменчива, но наиболее характерны линзообразные залежи, получившие название п о д и ф о р м н ы х в отличие от стратиформных рудных тел базальтоидной формаций (Thayer,

1969). При общей линзообразной форме хромитовых залежей среди них наблюдаются как типичные линзы, так и более компактные короткие линзы, узкие столбообразные, плоские широкие, а также типичные жилы. В жильных сетчато-полосчатых дунит-гарцбургитовых комплексах морфология рудных тел определяется морфологией вмещающих их дунитов; здесь развиты жилы, пласты и компактные линзы хромитов.

Рудные тела согласны с вмещающими их дунитами, но в общем случае дискордантны директивности гарцбургитов, по отношению к которым они эпигенетичны. Характерно групповое расположение рудных тел, которое в зависимости от морфологии дунитов и эрозионного среза может быть выражено линейными, кулисообразными или поясными зонами.

Размер рудных тел широко варьирует — от мелких до очень крупных, протяженность и ширина которых превышают 1000 м, а мощность достигает 230 м. Обычно же мощность рудных тел измеряется первыми метрами, реже десятками метров, протяженность — десятками — сотнями метров. Общая мощность рудоносных зон достигает нескольких сот метров, протяженность — первые километры. Крупные тела могут сопровождаться многочисленными мелкими, а также маломощными жилами.

Наблюдаются два главных типа рудных тел, морфология и окolorудная зональность которых определяются условиями их формирования: 1) линзообразные, реже жиллообразные тела вкрапленных и сплошных руд, образованные преимущественно путем выполнения полостей; 2) жиллообразные тела сплошных руд, образованные путем замещения. Линзообразные тела приурочены к пологим структурам — флексурным перегибам, сводам брахиантиклиналей, жиллообразные — к линейным трещинам или ослабленным зонам

ТАБЛИЦА 2. СОСТАВ РУДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ХРОМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫХ МАССИВОВ (В ВЕС. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,23	1,47	0,74	—	0,32	0,52
TiO ₂	0,29	0,52	—	—	0,13	0,63
Al ₂ O ₃	8,50	32,82	6,0	36,1	13,77	30,37
Cr ₂ O ₃	62,33	32,67	64,8	31,3	56,89	35,60
Fe ₂ O ₃	2,89	4,20	3,6	4,75	1,27	3,65
FeO	10,14	11,60	9,5	10,85	13,44	13,04
MnO	0,16	0,13	—	—	0,17	0,15
MgO	15,60	16,62	15,1	17,0	14,42	16,14
CaO	—	0,10	—	—	0,12	0,28
V ₂ O ₅	0,11	0,07	—	—	—	—
NiO	0,12	0,08	—	—	—	—
С у м м а	100,37	100,28	99,7	100,0	100,21	100,38
Cr ₂ O ₃ /Σ FeO	4,9	2,1	5,1	2,07	3,9	2,2
f	32,7	40,0	26,7	32,9	35,9	36,0

Кемпирсайский массив, Южный Урал: 1—месторождение Алмаз-Жемчужина, Главное рудное поле; 2—проявление Ивановское, Тагашасайское рудное поле (Павлов и др., 1968). Филиппины, о. Люзон: 3—месторождение Палаван (Thayer, 1969); 4—месторождение Мэсинлок (W. Stoll, 1958 г.). Куба: 5—массив Маяри-Бараоа, месторождение Каледония (Т. Р. Thayer, 1946); 6—массив Камагуэй, месторождение Гиллермина (Stevens, 1944).

различного, в том числе и крутого падения. В вертикальном разрезе рудоносной зоны кверху наблюдается смена линзовидных рудных тел выполнения жиллообразными телами замещения. Кроме того, тела выполнения сопровождаются маломощными жилами замещения, которые инъецируют вмещающие ультрабазиты. Околорудные зоны оливинизации вокруг линзовидных тел выполнения маломощны; жильные тела замещения окружены зонами оливинизации, мощность которых соизмерима с мощностью рудных тел.

Контакты рудных тел резкие. Руды сложены хромшпинелидом, оливином и аполивиновым лизардитом; иногда содержат единичные зерна сульфидов. Структуры и текстуры руд отличаются большим разнообразием. Густота вкрапленности хромшпинелида варьирует от сплошной до убогой, а размер зерен — от мелких до

крупных и перекристаллизованных гигантских. Наиболее распространены средне- и крупнозернистые густовкрапленные руды; характерны нодулярные структуры. Во внутренних частях тел густота вкрапленности и размер зерен увеличиваются. Менее развиты убоговкрапленные мелкозернистые руды, приуроченные к внутренним частям крупных дунитовых тел, на более низких гипсометрических уровнях. Развиты текстуры течения, пластические деформации хромитовых нодул, брекчиевые макротекстуры.

Состав рудного хромшпинелида широко варьирует — от высокохромистого хромита до богатого глиноземом хромпикотита, реже пикотита, при постоянно высокой их магнетиальности (табл. 2). Многими исследователями (Бетехтин, 1937 г.; Stevens, 1944; Соколов, 1948; Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрынина,

1973; Thayer, 1960; Petrascheck, 1957; и др.) установлена четкая связь состава хромшпинелида с позицией рудных тел — приуроченность высокохромистых руд к более низким стратиграфическим уровням, а высокоглиноземистых — к высоким. Общая закономерность роста глиноземистости руд в вертикальном разрезе рудоносной зоны отражает вертикальную зональность оруденения — рост глиноземистости на фронте метасоматоза. Кроме того, рудный хромшпинелид жил замещения, сопровождающих главные залежи на разных стратиграфических уровнях, отличается пониженным содержанием хрома и магния и повышенными содержаниями окисного и закисного железа. Это отражает вторую тенденцию изменения состава руд, также обусловленную метасоматической зональностью.

Проявлена также взаимосвязь состава рудного хромшпинелида со структурными особенностями руд, детально показанная в работах Н. В. Павлова и др. С увеличением густоты вкращенности рудный хромшпинелид обогащается хромом, магнием и в меньшей степени окисным железом, обедняется алюминием и закисным железом. Однако в пределах одного месторождения, а нередко и рудного поля эти вариации незначительны, так что даже убоговкрашенные руды отличаются по содержанию хрома от сплошных лишь на первые проценты. Коэффициент Cr_2O_3/FeO' с уменьшением густоты вкращенности падает более резко. Аналогичная зональность состава хромшпинелидов проявлена и в пределах рудного тела, причем наиболее резко она выражена в маломощных эндоконтактных зонах.

Уникальные месторождения расмагниваемой формации находятся в Кемпирсайском массиве (рис. 4, 5). По данным Н. В. Павлова и др. (1968), М. Ф. Шульгина, Е. П. Сте-

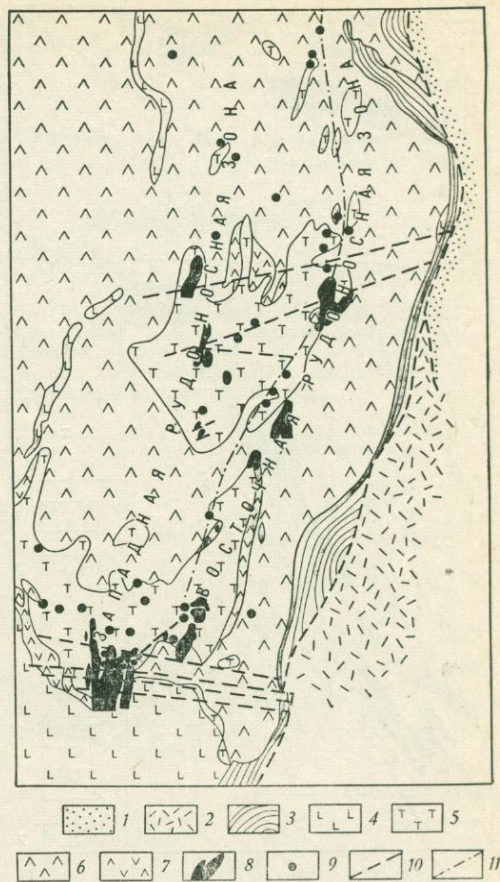


Рис. 4. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Кемпирсайского ультраосновного массива. По М. Ф. Шульгину и др. (Покровные мезо-кайнозойские отложения сняты).

Вещающие породы: 1 — зилайрская свита (C_1-D_{3zl}) — песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 2 — куагашская свита (O_{1-2kg}) — эффузивы основного и кислого состава, туфы, туфопесчаники и кремнистые сланцы; 3 — каялинская свита (P_1kh) — серицит-хлорит-кварцевые, глинисто-кварцевые, кремнисто-графитистые сланцы и др.; 4 — габбро-амфиболиты (См). Ультраосновные породы (S) и продукты их серпентинизации: 5 — дуниты; 6 — гарцбургиты, подчиненные амфиболовые перидотиты и лердолиты; 7 — пироксеновые дуниты. 8 — хромитовые месторождения, большей частью погребенные; 9 — хромитовые проявления; 10 — тектонические нарушения; 11 — ось брахиантиклинали

панова, Г. П. Самсонова (Новое в методике. . ., 1974) оруденение локализуется в крупных дунитовых обособлениях среди гарцбургитов

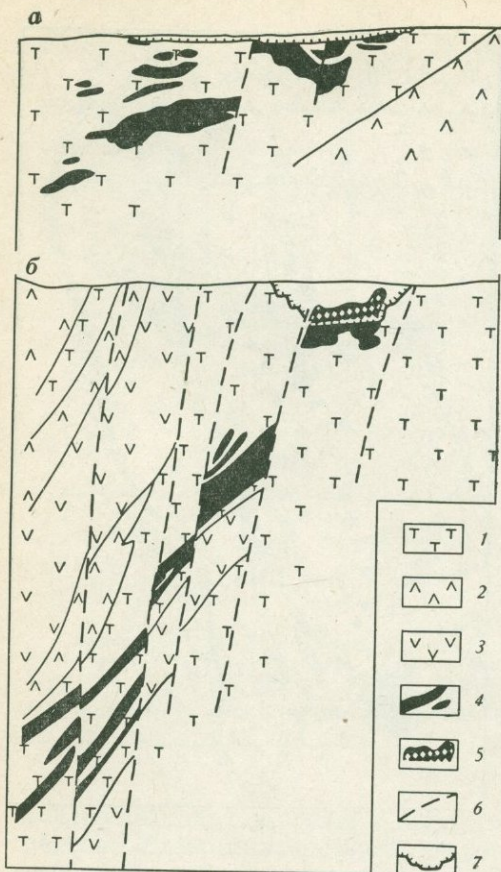


Рис. 5. Продольные разрезы хромитовых месторождений XX лет КазССР (а) и Алмаз-Жемчужина (б) юго-восточной части Кемпирсайского массива. По М. Ф. Шульгину и др.

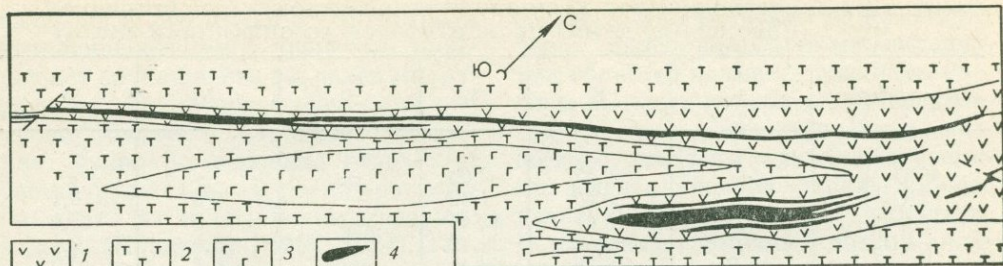
1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — энстатитовые дуниты и дунит-гарцбургиты; 4 — хромитовые руды; 5 — отработанная часть рудного тела; 6 — тектонические нарушения; 7 — контур карьера

160, из них 17 являются промышленными месторождениями, однако 98,5% разведанных запасов сосредоточены в нескольких месторождениях. Два наиболее крупных месторождения концентрируют соответственно около 50 и 30% суммарных запасов.

Все разведанные запасы Кемпирсайского массива сосредоточены в Главном рудном поле. Месторождения и проявления Главного рудного поля приурочены к всياщему эндоконтакту дунитов, обнаженных в современном эрозионном срезе двумя полосами, фиксирующими борта брахиантиклинали — Западной и Восточной рудоносными зонами. Площадь Главного рудного поля 24×7 км. Размеры наиболее крупных месторождений достигают 2800 м (длина) \times 680 м (ширина) \times 1200 м (размах по вертикали), протяженность отдельных рудных тел достигает 1500 м, мощность — 230 м, ширина — 1200 м. По данным Л. И. Колотилова и М. Ф. Шульгина, крупные тела имеют типичную форму рудных столбов с соотношениями параметров $1 : 3,5 : 48$ — $1 : 4,6 : 34$. Отдельные месторождения содержат от нескольких до нескольких десятков рудных тел. Мощность зоны дунитов в лежащем контакте рудных тел достигает 500 м, в всياчем — измеряется обычно метрами — дециметрами. Месторождения Главного рудного поля отличаются исключительно высокохромистыми рудами со средними содержаниями Cr_2O_3 62% в хромшпинелиде и 50% — в наиболее распространенных густовкрапленных сырых рудах.

Несколько десятков мелких месторождений и проявлений других рудных полей имеют форму жил или компактных линз с симметричными маломощными дунитовыми оторочками. Наиболее крупное из них Бурановское является жилообразным

глубоких горизонтов массива (Главное рудное поле) и в мелких дунитовых телах среди гарцбургитов более высоких стратиграфических горизонтов. Главное рудное поле сложено высокохромистыми рудами, остальные — высокоглиноземистыми (см. табл. 2). Общее число известных в Кемпирсайском массиве месторождений и проявлений превышает



телом мощностью 5—10 м, длиной на поверхности 135 м, прослеженным до глубины 60 м. Рудный хромшпинелид высокоглиноземистый, содержит 32—37% Cr_2O_3 .

Наглядной иллюстрацией общих закономерностей локализации хромитового оруденения является также массив Рай-Из (Полярный Урал). В нем оруденение приурочено к периферическим частям крутопадающего штокообразного тела дунитов и его апофизам во вмещающие гарцбургиты, а также жильным дунитовым телам, секущим директивность гарцбургитов (О. А. Каплин, И. Е. Кузнецов и др.). Рудные тела представлены крутопадающими залежами, морфология которых зависит от их позиции и морфологии вмещающих дунитов. В периферии штокообразного тела дунитов развиты линзообразные или столбообразные хромитовые тела с соотношением параметров поперечного сечения 1 : 8, мощностью от нескольких до 18 м, длиной по склону более 250 м. В жильных пластообразных дунитовых телах развиты той же формы хромитовые тела с соотношениями параметров 1 : (100—200) : >150 и преобладающей мощностью первые метры (рис. 6). Жильному типу руд Рай-Изского месторождения аналогичны рудные тела месторождения Ксероливадо (массив Воуринос, Греция; рис. 7), которые вместе с вмещающими их дунитами несогласны с директивностью гарцбургитов (К. Захос).

Рис. 6. Схема геологического строения одной из хромитовых залежей юго-западной части Рай-Изского рудного поля. По О. А. Каплину. 1 — дуниты; 2 — амфиболовые перидотиты; 3 — гарцбургиты; 4 — хромитовые руды

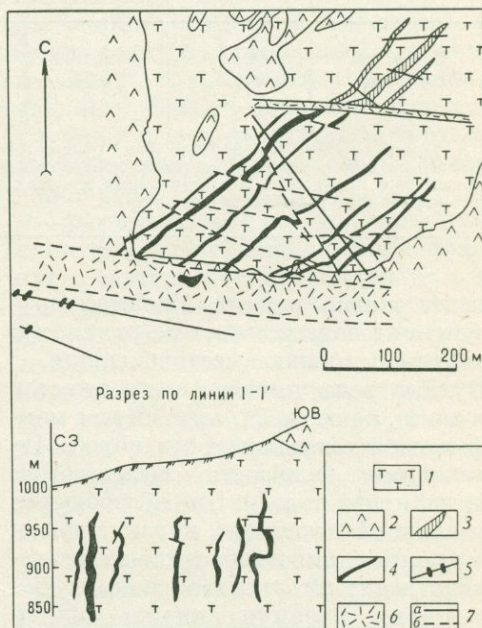


Рис. 7. План и разрез хромитового месторождения Ксероливадо, Греция. По К. Захосу (1937 г.). 1 — дуниты; 2 — перидотиты серпентинизированные; 3 — выходы хромитовых тел на поверхность; 4 — проекция на поверхность сброшенных частей рудных тел; 5 — их подсечения скважинами; 6 — зоны дробления; 7 — сбросы на поверхности (а) и на глубине 900 м (б)

Второй генетический тип хромитовых руд связан с аллометасоматическими пироксенит-дунит-перидотитовыми комплексами. Этот тип выявлен недавно (Смирнова, 1974) и еще

ТАБЛИЦА 3. СОСТАВ РУДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ АЛЛОМЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТ-ПЕРИДОТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (В ВЕС. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	—	2,57	2,09	—	—	—
TiO ₂	—	0,50	1,26	—	0,3	0,1
Al ₂ O ₃	2,2	15,41	12,43	36,6	41,8	65,1
Cr ₂ O ₃	58,7	30,53	22,19	32,5	26,1	2,4
Fe ₂ O ₃	7,2	18,28	26,45	0,0	0,3	0,0
FeO	24,8	23,68	29,92	17,4	19,0	12,05
MnO	—	0,27	0,29	—	0,1	0,05
MgO	7,1	8,75	5,02	13,5	12,0	19,5
CaO	—	0,10	Не обн.	—	—	—
V ₂ O ₅	—	0,16	0,22	—	0,1	0,1
NiO	—	—	—	—	0,3	0,2
Сумма	100,0	100,15	99,87	100,0	100,0	100,0
Cr ₂ O ₃ /Σ FeO	1,87	0,76	0,41	1,87	1,3	0,2
f	71,8	77,6	89,5	40,8	48,2	25,3

Красногорский массив, Чукотка: 1—хромитовое проявление в дунитах, 2, 3—в ортопироксенитах ортопироксенит-дунит-гарцбургитовой ассоциации. Усть-Бельский массив, Чукотка: 4—хромитовое проявление в амфиболовых дунитах, 5—в паргаситит-кортландитах, 6—в дунитах дунит-кортландит-верлитовой ассоциации.

недостаточно изучен. Масштаб оруденения неясен, но, по-видимому, возможны мелкие месторождения.

Рудные тела имеют форму пластов и шпир, реже гнезд, согласную с морфологией вмещающих их пород. По условиям залегания выделяются: 1) шпирово-полосчатые обособления различной густоты вкрапленности в дунитах или пироксенит-дунит-перидотитах; 2) гнездообразные обособления преимущественно сплошных руд в пироксенитах. Руды этого типа сингенетичны вмещающим ультрабазитам. Мощность рудных зон десятки — первые сотни метров, протяженность — первые километры. Мощность компактных тел сплошных и густовкрапленных руд первого подтипа несколько метров, протяженность их не менее 100 м.

Рудный хромшпинелид ассоциирует с оливином, орто- и клинопироксенами, редко — с паргаситом. Руды этого типа отличаются от руд дунит-гарцбургитовой ассоциа-

ции резкой изменчивостью состава (табл. 3). В зависимости от состава вмещающих пород рудный хромшпинелид представлен: 1) железистыми разностями с переменным содержанием хрома и окисного железа при стабильной низкой глиноземистости — хромитом — хроммагнетитом железистыми—ферро; 2) высокомагнезиальными глиноземистыми и среднехромистыми разностями — пикотитом — хромпикотитом. Железистость рудного хромшпинелида растет с увеличением кремнекислотности и железистости вмещающих пород. Так, в Красногорском массиве (Чукотка) состав рудного хромшпинелида варьирует от железистого хромита в дунитах до феррохроммагнетита в ортопироксенитах.

Массовая лизардитизация на качество руд не влияет.

Пострудные метаморфогенно-метасоматические и тектонические процессы вызывают изменение условий залегания и морфологии хромитовых

залежей и состава руд. Масштаб и интенсивность этих процессов определяют возможность сохранения оруденения. Пострудная тектоника вызывает блоковое строение, дробление, будинаж, смещение отдельных частей рудных тел и возможное превращение их в мелкие разобщенные залежи (Кравченко, 1969, 1974). Так, рудные тела месторождений Гейдара (Азербайджан) и Люботен (Югославия) в тектонических зонах превращены в мелкие разобщенные блоки и будины. Рудные тела месторождений Алмаз-Жемчужина — Миллионное Кемпирсайского массива разбиты сбросо-сдвигами, амплитуда смещения по которым достигает 500 м (М. Ф. Шульгин).

Изменение состава руд при прогрессивном метаморфизме ультрабазитов характеризуется единой тенденцией перераспределения компонентов между хромшпинелидом и силикатами — замещением хромшпинелида магнетитом или переходными к нему разностями ферришпинелидов и перераспределением в силикаты части хрома, алюминия и магния. Качество руд ухудшается до возможной потери промышленной ценности. Возникающие при этом парагетезисы руд аналогичны парагетезисам пород в соответствующих зонах метаморфизма. Хромитовые руды, преобразованные прогрессивными метаморфогенно-метасоматическими процессами, могут быть выделены в особый метаморфогенный тип.

Наибольшие изменения оруденения связаны с региональными метаморфогенно-метасоматическими и тектоническими процессами, сопровождающими орогенную стадию развития геосинклинали, а также позднейшей активизацией складчатых зон, особенно древних, образующих фундамент платформ. В целом можно констатировать хорошую сохранность руд в геосинклинальных областях с незавершенной складча-

тостью (Тихоокеанский пояс). В пределах консолидированных складчатых областей наименее изменены массивы краевых поясов ультрабазитов, где обычно метаморфические процессы ограничены низкими ступенями зеленосланцевой фации, а более интенсивные проявлены локально. В массивах граничных поясов аллометаморфические процессы хризотиллизации, антигоритизации проявлены более широко. В наиболее измененных мелких массивах ультрабазитов внутренних поясов, расположенных в зонах регионального метаморфизма высоких ступеней, особенно ультраметаморфизма и гранитизации, сохранность оруденения низкая. Здесь широко развиты хлорит-антигорит-хроммагнетитовые парагетезисы с низким содержанием шпинелида.

Ультрабазиты древних эвгеосинклиналией, претерпевшие неоднократную тектоно-магматическую активизацию, характеризуются в целом наиболее низкой сохранностью оруденения. Однако и в таких областях может сохраниться высококачественное оруденение. Примером их являются разрабатываемые месторождения группы Селюкве Южно-Африканского щита, где в нацело оталькованных и карбонатизированных ультрабазитах сохранились высококачественные металлургические руды (П. Коттерилл).

Хромитовые руды дунит-гарцбургитовой формации платиноносны. Содержание суммы платиноидов варьирует от сотых долей до первых граммов на тонну, причем содержания и соотношения платиноидов зависят от генетического типа оруденения. В рудах дунит-гарцбургитовой ассоциации концентрируются осмий, иридий и рутений, в рудах пироксенит-дунит-перидотитовой ассоциации — платина, родий и палладий, которыми особенно богаты высокожелезистые хромиты.

Геохимия платиноидов в рудах дунит-гарцбургитовой формации изучена недостаточно, в том числе и формы нахождения платиноидов. Часть их представлена самородными металлами преимущественно осмий-иридиевого состава, которые при гипергенезе концентрируются в россыпях и могут быть предметом добычи. Хромитовые руды рассматриваемой формации не используются для добычи платиноидов, однако концентрация платиноидов в рудах некоторых ме-

сторождений соизмерима с концентрациями платиноидов, попутно извлекаемых из руд базальтоидной формации. Дальнейшие исследования должны решить вопрос о возможности и целесообразности извлечения платиноидов из руд дунит-гарцбургитовой формации. В частности, представляют интерес как комплексное сырье не используемые промышленностью наиболее богатые платиноидами высокожелезистые хромиты.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Отдельные вопросы прогнозирования и оценки хромитовых месторождений специально или попутно рассматривались рядом исследователей (Методика поисков..., 1941; Соколов, 1948, 1971; Павлов, Шульгин, 1967; Кравченко, 1969, 1974; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Соболев, 1971; Варлаков, 1974; Москалева, 1974; и др.). Все авторы подчеркивают первостепенное значение формационного анализа ультраосновных — основных пород для прогнозирования их хромитоносности.

Изложенные выше геологические факторы, определяющие условия образования, закономерности размещения и степень сохранности хромитового оруденения, его состав и масштабы, позволяют сформулировать критерии и методы прогнозирования хромитового оруденения и его оценки. Эти критерии и методы, однако, разработаны недостаточно, особенно для хромитовой формации дунит-гарцбургитовых массивов.

ПОИСКОВЫЕ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Критериями прогнозирования хромитоносности являются следующие теоретические предпосылки возникновения промышленного оруденения.

Тектоно-магматический критерий является основой прогнозирования хромитового оруденения. Он определяется связью промышленных типов оруденения с определенными магматическими формациями ультраосновных и основных пород, приуроченных к определенным геотектоническим элементам — дунит-гарцбургитовой формацией эвгеосинклиналей и гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формацией консолидированных областей.

При прогнозировании хромитоносности необходимо учитывать возможное отличие современных структур размещения рудоносных массивов от структур, в которых они формируются, вызванное эволюцией геотектонических элементов. По той же причине возможно совмещение в одних и тех же структурно-формационных зонах различных рудоносных формаций или неоднократное проявление одной формации. Так, на платформах возможны: дунит-гарцбургитовая формация доорогенных геосинклинальных этапов и гарцбургит-ортопироксенит-норитовая формация платформенного этапа; в срединных массивах возможна, по-видимому, также третья формация — посторогенная дунит-гарцбургитовая «сквозных» поясов.

Тектонический режим становления массивов рудоносных формаций определяет возможность возникновения оруденения и его масштаб. Главные промышленные типы хромитового оруденения образуются в собственно магматический этап становления гарцбургит-ортопироксенит-норитовых массивов и позднемагматический — аутометасоматический этап становления дунит-гарцбургитовых массивов. Возможность возникновения промышленного оруденения определяется совершенством дифференциации базальтоидных расплавов и длительностью развития позднемагматической-аутометасоматической фазы в гарцбургитовых массивах с благоприятной структурной подготовкой.

Структурно-петрографические критерии определяются локализацией промышленного хромитового оруденения в определенных рудоносных фациях, занимающих определенную стратиграфическую или структурную позицию в рудоносных массивах: 1) нижних горизонтах стратиформных массивов, сложенных дунитами — анортозитами; 2) преимущественно фронтальных зонах аутометасоматических дунитов дунит-гарцбургитовых массивов. Структурные факторы контроля хромитового оруденения в дунит-гарцбургитовых массивах разработаны недостаточно.

Пострудные тектонометаморфические и гипергенные процессы определяют степень преобразования и возможность сохранения промышленного значения хромитового оруденения.

Геофизические критерии, обусловленные характером физических полей хромитоносных массивов (гравитационного и магнитного), позволяют выявить хромитоносные массивы под покровом других пород.

Геохимическим критерием хромитоносности дунит-

гарцбургитовой формации могут быть пониженные содержания в фоновых дунитах рудоносных участков сидерофилов (хрома, кобальта, титана), свидетельствующие об их обособлениях в рудные тела (Кемпирсайский массив). Несовершенство геохимических критериев не позволяет однозначно интерпретировать преобладающие высокие содержания хрома (и их вариации) в породах рудоносных массивов (это может свидетельствовать и о рассеянии хрома, а не концентрации в крупные залежи).

Выявление месторождений в потенциально хромитоносных формациях возможно благодаря проявлению прямых и косвенных факторов, указывающих на наличие оруденения.

Прямыми признаками хромитового оруденения являются коренные, элювиально-делювиальные и аллювиальные проявления хромитовых руд, следы бывших горных выработок. Находки хромшпинелидов в шлихах не указывают на наличие оруденения, поэтому шлиховый метод для поисков хромитов неприменим.

Косвенными признаками хромитового оруденения могут служить:

- 1) геофизические аномалии, создаваемые хромитовыми залежами или околорудными породами. Гравиметрические аномалии позволяют выявлять и оценивать условия залегания и запасы хромитовых залежей, в том числе глубоко залегающих крупных залежей (Сегалович, 1970; Использование..., 1971). Магнитометрия может быть использована для выявления рудных тел или околорудных зон. Ядерно-геофизические методы скважинного каротажа позволяют выявлять и оценивать состав и параметры оруденения с точностью, необходимой для подсчета запасов (Фельдман и др., 1973). Акустическое межскважинное просвечивание выявляет и устанавли-

вает положение и размеры рудных тел в межскважинном пространстве (Л. С. Прицкер);

2) геоморфологическим признаком рудных тел нередко являются отрицательные формы рельефа над ними, обусловленные большей хрупкостью хромитов по сравнению с вмещающими породами.

Для месторождений дунит-гарцбургитовой формации поисковыми признаками рудных тел являются также:

3) маломощные жилки, шпилы и рассеянная вкрапленность хромитов, сопровождающие рудные тела;

4) околорудные зоны оливинизации (в тыловых частях этих зон, контактирующих с хромитом, могут образовываться бруситовые серпентиниты, специфичный фишашковый цвет которых может служить дополнительным поисковым признаком);

5) околорудные геохимические аномалии (Сравнительное..., 1970): высокая магнезиальность и никеленосность маломощных тыловых частей околорудных зон и инверсия в них Cu/Zn отношения; сопряженные изменения содержания некоторых сидерофилов и халькофилов в околорудных зонах, соизмеримых с мощностью рудных тел; повышенные содержания хрома в околорудных породах. Однако незначительные сдвиги содержаний указанных элементов в околорудных зонах и малые мощности измененных зон ограничивают применение указанных закономерностей в поисковых целях и требуют применения высокочувствительных методов анализа.

МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ

Сформулированные выше критерии прогнозирования и признаки хромитового оруденения определяют методы и приемы прогнозирования и оценки хромитового оруденения. На-

бор применяемых методов и их содержание зависят от целей прогнозирования, определяемых стадийностью работ, и состояния изученности территории.

При прогнозировании хромитовосности необходимо применять следующий комплекс методов: 1) геотектонический анализ, с целью выделения благоприятных региональных структур проявления рудоносных магматических формаций; 2) формационный анализ ультраосновных и основных пород с целью выявления среди них потенциально хромитовосных; 3) структурно-петрографическое картирование ультраосновных массивов с целью выделения рудоносных фаций, рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур; 4) геофизические методы прогнозирования и поисков хромитового оруденения — наземные гравиметрические и магнитометрические методы, скважинные ядерно-геофизические методы каротажа, межскважинное акустическое просвечивание; 5) парагенетический анализ ультраосновных пород, петро-геохимические исследования; 6) изучение состава хромитовых руд и рудных хромшпинелидов.

Формационная принадлежность ультраосновных и основных пород надежно устанавливается по комплексу геотектонических, геологических, минералого-петрографических, петрогеохимических критериев.

При изучении дифференцированных базальтоидных интрузивов хромитовосные зоны, а внутри них горизонты и отдельные рудные тела достаточно просто обнаруживаются при вертикальных пересечениях, так как рудные тела обычно распространены по всей площади интрузива. В массивах дунит-гарцбургитовой формации выделение рудоносных зон, имеющих нерегулярный характер, — задача очень сложная. Она еще бо-

лее осложняется тем, что кроме рудоносных фаций дунитов автосоматической стадии присутствует целый ряд других фаций дунитов или существенно оливиновых пород наложенных прогрессивных стадий метаморфогенно - метасоматического этапа. Для их диагностики необходим парагенетический анализ. К таким породам относятся апогарцбургитовые амфибол- и тальк-оливиновые, оливиновые и антигорит-оливиновые породы прогрессивной автосоматической стадии, а также дуниты аллометасоматических пироксенит-дунит-перидотитовых ассоциаций. Иногда эти породы, в том числе апогарцбургитовые амфибол- и тальк-оливиновые (с псевдоморфозами указанных минералов по энстатиту) даже опытными исследователями диагностируются формально как дуниты.

Такая диагностика приводит к ошибочному отнесению площадей развития этих пород к потенциально хромитоносным и может вызвать неоправданные денежные затраты. Это определяет важность диагностики рудоносных дунитов автосоматической стадии. При интенсивном метаморфизме ультрабазитов реставрация их первичного состава возможна по реликтивно-псевдоморфным структурам и типоморфизму акцессорного шпинелида.

Расчленение ультрабазитов должно сопровождаться структурно-тектоническими наблюдениями: протектоническими перидотитов, структурного плана пород и руд регрессивного подэтапа, а также более поздних структурных планов пород прогрессивных стадий, дизъюнктивной тектоники. Особенно важны структурно-тектонические наблюдения в рудоносных зонах, позволяющие вести целенаправленные поиски хромитовых залежей. Г. Г. Кравченко (1969, 1974) показал многообразие соотношений директивных

текстур хромитовых руд и вмещающих их дунитов с их контурами, а также с директивностью перидотитов. Возможно совпадение линейно-плоскостных текстур руд с залеганием рудных тел и дунитов или их несогласие, а также различное соотношение директивности рудного комплекса и вмещающих перидотитов. Необходимо учитывать структурное экранирование рудных тел перидотитами или пироксеновыми дунитами. Чрезвычайно важны также наблюдения за пострудной тектоникой, которая изменяет первичные закономерности локализации рудных тел. Прослеживание зон нарушений, дробления, будинажа позволяет выявлять деформированные и разобоченные части рудных тел или рудоносных зон, а также контролировать метаморфические преобразования руд.

Наземная гравиметрическая съемка дает возможность решать вопросы регионального распространения ультраосновных поясов и массивов, их морфологии, структурного картирования ультраосновных массивов, а также проводить прямые поиски хромитовых месторождений, определять их контуры, глубину залегания и оценивать запасы (Сегалович, 1970, 1974; Использование..., 1971; и др.). Применение гравиметрической съемки позволило обнаружить и разведать уникальные погребенные месторождения Кемпирсайского массива. Высокоточная гравиметрия — единственный прямой метод поисков хромитовых руд наземными геофизическими методами. Выделение рудных аномалий в настоящее время не представляет особых трудностей, в том числе в районах сложного рельефа. Крупные рудные тела могут быть выявлены на глубинах более 300 м.

Магнитная съемка значительно облегчает структурно-петрографическое картирование ультрабазитов

и корректирует результаты геологических наблюдений. Она позволяет также фиксировать зоны тектонических нарушений. Возможность выделения хромитовых руд в магнитных полях зависит от соотношения магнитных свойств руд и вмещающих ультрабазитов. Неизменные руды чаще проявляются отрицательными аномалиями или не отличаются от фоновых ультрабазитов, но околорудные зоны нередко проявятся повышенной магнитной восприимчивостью. Метаморфизованные руды, напротив, более магнитны, чем вмещающие породы. Поэтому поисковые возможности магниторазведки определяются конкретными геологическими условиями.

Комплекс скважинных ядерно-геофизических методов каротажа — ЯГМК (спектрометрического нейтронного гамма-каротажа, селективного и плотностного гамма-каротажа и нейтронного каротажа по надтепловым нейтронам) позволяет однозначно выявлять рудные тела в разрезах скважин, определять их мощность, глубину залегания, содержание хрома, объемную массу, разделять руды по типу вкрапленности, а также корректировать расчленение ультрабазитов (Фельдман и др., 1973). Результаты ядерно-геофизических методов каротажа необходимо использовать при подсчете разведанных запасов хромитовых руд. Применение этих методов позволяет перейти на стадии разведочных работ к комбинированному способу бурения скважин с ограниченным отбором керна и восполнением недостающих сведений по данным ЯГМК. Применение этих методов на кемпирсайских месторождениях хромитов позволило значительно повысить производительность труда и снизить себестоимость работ.

Акустическое межскважинное просвечивание позволяет фиксиро-

вать хромитовые руды в межскважинном пространстве, коррелировать рудные подсечения, определять морфологию рудных тел и расчленять ультрабазиты. Этот метод очень эффективен на всех стадиях поисково-разведочных работ, сопровождаемых бурением.

Для оценки качества руд необходимы химические анализы сырых руд и мономинеральных фракций рудных хромшпинелидов. Следует учитывать возможные вариации состава руд, зависящие от положения их в разрезе рудоносной зоны и рудного тела, густоты вкрапленности, а также характера и степени пострудных метаморфических изменений. Перспективная оценка качества предполагаемых руд возможна по составу аксессуарных хромшпинелидов потенциально рудоносных фаций ультрабазитов, а также по минеральному составу и химизму самих ультрабазитов — железистости, отношению Cr/Al и содержанию кальция. Высокомагнезиальные дуниты с высоким отношением Cr/Al содержат высокохромистые магнезиальные руды. При росте содержания алюминия и особенно кальция в ультрабазитах хромшпинелиды обогащаются алюминием. В аллометасоматических комплексах с увеличением железистости и кремнекислотности вмещающих пород железистость руд возрастает. Пострудные метаморфические процессы обычно также сопровождаются увеличением железистости руд. Это требует тщательного выяснения характера и масштаба метаморфических изменений с учетом позиции массивов в структурно-формационных зонах. Участки метаморфически измененных ультрабазитов не могут исключаться из числа перспективных до тех пор, пока не установлена степень изменчивости заключенного в них оруденения. Лишь массивы дунит-гарцбургитовой формации в синметаморфических

породах высоких ступеней метаморфизма (амфиболитовой — гранулитовой) могут быть заведомо исключены из числа перспективных.

Оценка масштаба оруденения, особенно в начальные стадии прогнозирования, сопряжена с большими трудностями. В общем случае масштаб оруденения прямо не связан с масштабом развития автотомасматических дунитов. Однако при этом необходимо учитывать глубину эрозионного среза, так как оруденение приурочено к апикальным частям тел автотомасматических дунитов. При оценке параметров рудных тел необходимо учитывать, что вследствие высокой хрупкости хромитовых руд даже мощные рудные тела могут давать незначительные развалы.

Комплексный подход к изучению и оценке хромитового оруденения требует изучения платиноносности хромитовых руд и вмещающих их ультрабазитов, особенно сульфидоносных разностей, а также оценки состава и запасов вмещающих ультрабазитов, которые могут быть использованы как форстеритовые огнеупоры.

Согласно установленной последовательности геологоразведочных работ, первым этапом оценки перспектив хромитоносности является мелкомасштабное прогнозирование. Оно осуществляется на основе геологической и структурно-тектонической карт масштаба 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000. Целью его является выявление структурно-формационных зон, благоприятных для проявления хромитоносных магматических формаций, и разбровка известных массивов по формационной принадлежности и тектоническому положению. В результате мелкомасштабного прогнозирования должна быть составлена обзорная прогнозная карта соответствующего масштаба на тектонической основе, с отображением структурно-формационных зон

первого порядка, поясов и групп массивов ультраосновных пород и их формационной принадлежности. На стадии мелкомасштабного прогнозирования, как и на всех последующих, необходимо оценивать состав хромитовых руд.

Среднемасштабное прогнозирование осуществляется на основе геологической, структурно-тектонической карт масштаба 1 : 200 000 — 1 : 100 000 (или 1 : 50 000), с целью установления структурно-тектонической позиции массивов и разбровки их по формационной принадлежности и характеру метаморфизма на благоприятные, неблагоприятные и неясные по перспективности для поисков хромитов. На этой стадии могут быть выделены рудные районы и поля.

Результаты исследований отражаются на прогнозно-металлогенической карте средних масштабов, которая комплексирована с геологической и геофизической картами. Целесообразно составление карт-врезок отдельных массивов с их петрографическим расчленением.

Целью крупномасштабного прогнозирования (1 : 50 000 — 1 : 10 000) является выделение рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел, определение промышленных и генетических типов оруденения, прогнозная оценка их запасов, выделение площадей, перспективных для постановки поисковых и поисково-оценочных работ, а также исключение неперспективных площадей.

Крупномасштабное структурно-петрографическое картирование массивов ультрабазитов должно сопровождаться наземными гравиметрическими и магнитными съемками того же масштаба и более детального (1 : 10 000 — 1 : 1000) для рудоносных площадей. На картах необходимо отражать элементы прототектоники, постингузивной тектоники. Прогнозно-металлогеническая карта

крупного масштаба должна отражать закономерности размещения рудоносных комплексов, а в их пределах — выявленных хромитовых месторождений и проявлений и характер развития их на глубину. Выявленные проявления должны быть типизированы по структурно-петрографической позиции, составу руд, морфологии и размерам залежей, текстурно-структурным признакам, генетическому типу, характеру вторичных изменений руд. Прогнозная карта должна содержать также результаты интерпретации геофизических данных.

На карте выделяются: 1) перспективные участки, в том числе требующие постановки поисково-разведочных работ (а), примыкающие к промышленным месторождениям хромитов, перспективные в отношении прироста запасов; участки рудоносных пород или благоприятных структур с признаками оруденения (б) или без них (в), требующие постановки поисковых работ (г), геофизические аномалии, требующие проверки бурением; 2) участки месторождений и проявлений, недостаточно изученные, с неясными перспективами, требующие дополнительных работ; 3) бесперспективные участки; 4) перспективные участки, изученные детально, не требующие дополнительных работ. Глубина, до которой дается оценка перспектив, определяется степенью изученности буровыми скважинами и величиной

эрозионного вреза. Общая оценка перспектив хромитоносности требует изучения глубоких горизонтов.

Современное состояние отечественной сырьевой базы хромитовых руд, располагающей двумя промышленными месторождениями, интенсивная эксплуатация которых ведет к сокращению запасов, и диспропорция в соотношении промышленных типов руд и потребности в них выдвигают две актуальные задачи развития отечественной сырьевой базы хромитовых руд: 1) улучшение ее географического размещения; 2) создание сырьевой базы огнеупорных высокоглиноземистых руд и прекращение использования металлургических руд в качестве огнеупорных.

Сложившаяся у нас традиция считать низкохромистые руды низкосортными является, по-видимому, причиной того, что низкохромистые высокоглиноземистые магнезиальные руды, являющиеся высокосортными огнеупорами, не привлекают внимания специалистов; этому способствует и высокая обеспеченность запасами. Такой несомненно ошибочный подход к оценке хромитовых руд должен быть пересмотрен. Перспективные для расширения сырьевой базы хромитов районы развития дунит-гарцбургитовой формации располагают как проявлениями высокохромистых металлургических руд, так и высокоглиноземистых огнеупорных руд.

ФОРМАЦИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТИТАХ

С техническим прогрессом в промышленности роль комплексного минерального сырья в общем объеме его добычи будет постоянно возрастать. Особое значение имеет рудный комплекс, связанный с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Он является источником получения ниобия, редких земель, железа, фосфора, меди, а также флогопита, флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес могут представлять тантал, титан, цирконий, уран, торий, свинец, цинк, молибден, полевой шпат, барит и минеральные краски.

Широкий набор видов минерального сырья является отражением специфических черт рудоносной формации, в контурах которой, как ни в какой другой, оказались объединены ультраосновные-щелочные и карбонатные породы, являющиеся производными единой мантийной магмы. К этой магматической формации приурочен 21 тип рудного и нерудного минерального сырья, причем девять типов являются промышленными.

Минеральные типы месторождений, возникшие в сходных геологических условиях на определенных этапах формирования щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, объединяются в три рудные формации: железо-титановую, флогопитовую и карбонатитовую, преимущественно тантало-ниобиево-редкоземельную (табл. 4). Эти рудные формации можно рассматривать как комплекс рудных формаций, близкий к рудному комплексу Ю. А. Билибина (1955) и соответ-

ствующий одной магматической формации. Не все выделенные минеральные типы месторождений разрабатываются или будут иметь промышленное значение. Те же из них, которые обеспечивают промышленность сырьем или которые только разведаны и вносят существенные изменения в баланс запасов, отнесены к промышленным типам.

Месторождения являются обычно комплексными и характеризуются крупными, иногда уникальными запасами руд, сосредоточенными в штокообразных, цилиндрических, конических и неполнокольцевых жиллообразных телах. Наряду с линейными жиллообразными телами и жильными зонами отмечаются штоки, особенно типичные для редкоземельных и медных месторождений. Рудные тела сложены преимущественно вкрапленными и прожилковыми рудами. Сплошные руды свойственны лишь месторождениям железа, титана и флюорита.

Фосфорно-железные, тантало-ниобиевые и поликомпонентные (преимущественно редкоземельные) рудные образования обнаруживают непосредственную связь с карбонатитами и являются предметом более детального рассмотрения после общей характеристики рудоносной формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, широко развитая на платформах и обрамляющих

ТАБЛИЦА 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ

Рудная формация	Минеральный тип месторождения	Рудоносные породы
Железо-титановая	Перовскит-титаномagnetитовый Апатит-перовскит-титаномagnetитовый	Пироксениты, оливиниты, иногда мельтейгиты и ийолиты
Флогопитовая	Флогопитовый Апатит-флогопитовый	Метасоматически измененные ультрабазиты, мельтейгиты, ийолиты
Карбонатитовая (Ta, Nb, TR, P, Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Ca F ₂ , Th)	Магнетитовый Апатит-магнетитовый Флогопит-apatит-магнетитовый	То же
	Пироклоровый Гатчеттолитовый Пироклор-гатчеттолитовый Апатит-пироклоровый (гатчеттолитовый) Апатит-магнетит-пироклоровый	Кальцитовые карбонаты, альбиты
	Паризит-бастнезитовый Монацитовый Колумбит-бастнезитовый (паризитовый) Флюоритовый Борнит-халькопиритовый Галенит-сфалеритовый Гематитовый Сидеритовый Барит-стронцианитовый	Анкеритовые, доломитовые и сидеритовые карбонаты

С ФОРМАЦИЕЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Морфология рудных тел и тип руд	Содержание основных полезных компонентов, %	Запасы руды, т	Примеры месторождений (рудоносных массивов)
Неправильной формы тела и залежи сплошных и вкрапленных руд	TiO ₂ — 8—20, в среднем 9—10 Fe 10—30, в среднем 15—18	Сотни миллионов	Паудерхорн (США) Якуширанга (Бразилия) Европейская часть СССР Восточная Сибирь (СССР)
Неправильной формы залежи	Флогопит — 200—500 кг/м ³ P ₂ O ₅ 3—8	Сотни тысяч и миллионы	Гули, Одихинча (СССР) Палабора (ЮАР)
Штоки, цилиндрические, конические и неполнокольцевые тела сплошных и вкрапленных руд	Fe 20—70, в среднем 30—40 P ₂ O ₅ 5—25, в среднем 10—12	Десятки и сотни миллионов	Арбарастах, Вуори-Ярви (СССР) Палабора (ЮАР) Букусу (Уганда)
Штокообразные, кольцевые и линейные жильные тела вкрапленных руд	Nb ₂ O ₅ — 0,1—0,5, в рудных столбах до 1—1,5; в коре выветривания 0,5—2,5 до 4,5 Ta ₂ O ₅ 0,01—0,03 P ₂ O ₅ 3—5	То же	Тапира, Аракса (Бразилия), Ока (Канада) Мбея (Танзания) Восточная Сибирь (СССР)
Штокообразные, неполнокольцевые и линейные жильные и штокверковые тела вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд	TR ₂ O ₃ 0,5—5 до 20	Десятки и первые сотни миллионов	Маунтин-Пасс (США) Канганкунде (Малави)
	CaF ₂ 10—80, в среднем 20—35	Десятки миллионов	Амба-Дангар (Индия) Окорусу (Намбия)
	Cu 0,2—2, в среднем 0,5—0,6	Сотни миллионов	Палабора (ЮАР)
	Fe 20—50	Десятки миллионов	Фен (Норвегия)
	Nb ₂ O ₅ 0,1—0,2	Десятки тысяч	Восточная Сибирь (СССР)
	Pb + Zn 0,5—3	Не установлены	То же
Барит 15—30	Миллионы и десятки миллионов	Саланлатва (СССР) Канганкунде (Малави)	

их областях завершенной складчатости, представлена сложными, обычно многофазными массивами, большинство которых имеют зонально-кольцевое или концентрическое строение. Эти весьма своеобразные магматические образования обнаруживают четкую связь с глубинными разломами, прослеживаются на большие глубины и являются вулканами, гипабиссальными интрузивами, или приобретают промежуточные между ними субвулканические формы проявления.

В геологической истории развития земной коры первые проявления ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов относятся к концу докембрия, в течение последующих эпох масштабы их развития возрастают. Существенное развитие щелочно-ультраосновной магматизм получает, начиная с палеозоя, в краевых швах и краях платформ с последующим сдвигом его максимума в мезозое и особенно в кайнозое, в провинции сквозьструктурных разломов.

Формирование комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов было длительным и протекало в течение 10—50 млн. лет, а в редких случаях, по-видимому, и более значительный промежуток времени. Об этом свидетельствуют обилие дифференциатов от ультрабазитового до нефелин-сиенитового состава, многоэтапность в подъеме различных расплавов в верхние ярусы земной коры и многостадийность образования карбонатитов. В отличие от скоротечного кимберлитового магматизма щелочно-ультраосновная магма испытывала замедленный подъем с остановками в промежуточных камерах. При этом в пределах отдельных провинций щелочно-ультраосновной магматизм развивался на протяжении 200—250 млн. лет. Длительность формирования комплексных массивов и неодно-

временность их становления, происходившего по мере продвижения фронта активизации в зонах глубинных разломов, особенно отчетливо проявлены на Балтийском щите (Металлогенические особенности..., 1971) и в Восточной Африке (Smith, 1956).

Дифференциация глубинной магматической магмы обусловила появление комплексных массивов, в строении которых принимают участие четыре группы пород: 1) оливиниты, пироксениты; 2) якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 3) нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты; 4) карбонатиты. В вулканических комплексах отмечаются эффузивные аналоги указанных пород и их пирокласты. Генетическое единство ультраосновных и щелочных пород подтверждается как общностью петрохимических признаков, так и структурной связью. Несмотря на значительный разрыв во времени отдельных магматических фаз, для этих пород типична сосредоточенная локализация в пространстве, контролируемая системой вертикально ориентированных цилиндрических, конических, трубчатых и линейных трещинных структур, концентрирующихся вокруг одного или нескольких центров и образующих единые структурные постройки.

Щелочно-ультраосновные массивы, залегающие в различных породах (известняках, доломитах, песчано-сланцевых толщах, гранитоидах и гранито-гнейсах, реже основных и ультраосновных породах), сохраняют постоянство состава, что свидетельствует о несущественном загрязнении первичной магмы.

В настоящее время известно более 200 щелочно-ультраосновных массивов, которые группируются в 25 провинций, в том числе на территории СССР — 11 провинций (Карело-Кольская, Тиманская, Маймеча-Котуйская, Приенисейская, Чадо-

бецкая, Восточно-Саянская, Алданская, Сетте-Дабанская, Куонамская, Кокчетавская, Сихотэ-Алиньская). Ю. М. Шейнманн (1962) выделил три типа провинций: краевые части платформ, зоны сочленения платформ и консолидированных складчатых областей, зоны сквозьструктурных разломов. А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) дополнительно выделили провинции срединных массивов. Все это дает представление о пространственном расположении провинций относительно главнейших структур земной коры, но не вскрывает их структурно-генетической позиции.

Как известно, провинции рассматриваемого типа пород не трассируются по всей длине сквозьструктурных и перикратонных разломов, не развиты они сплошным кольцом по периферии платформ и по их складчатому обрамлению. Они приурочены к наиболее проницаемым тектоническим зонам, характеризующимся условиями максимального растяжения земной коры, — к рифтам и рифтоподобным структурам типа грабенных и авлакогенов.

Так, мезозойский и кайнозойский магматизм Западной Европы и Восточной Африки локализован в пределах рифтовых зон. Аналогичный магматизм Индии, Гренландии и Канады также связан с рифтогенезом. Мезозойские массивы Восточно-Бразильской провинции группируются вдоль субмеридионального линейного Сан-Франциску, имеющего рифтовую природу. Палеозойские провинции Восточного Саяна, Сетте-Дабана и Тимана приурочены к грабенам или близким к ним по генезису структурам типа авлакогенов. Палеозойские щелочно-ультраосновные массивы Карело-Кольской части СССР, Финляндии, Швеции и Норвегии, как показал А. А. Кухаренко (1967 г.), приурочены к крупному сквозьструктур-

ному разлому, который к югу через Рейнский грабен сочленяется со Средиземноморским межматериковым рифтовым поясом.

Следовательно, рифтогенез является процессом, свойственным не только поздним стадиям развития земной коры. В геологическом прошлом, начиная с рифея, имеются аналоги современных рифтов. При этом массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов характерны для материковых рифтовых зон, образовавшихся в условиях длительного вздымания и растяжения устойчивых областей земной коры. Анализ геологической истории таких областей показывает, что заложение рифтов тесно связано с внутренним строением фундамента платформ — наследовалось положение и пространственная ориентировка древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов. В пределах провинций массивы сосредоточены в наиболее ослабленных участках рифтов: в местах разветвления, сочленения их отдельных звеньев и пересечения разнонаправленных разломов.

Щелочно-ультраосновные комплексы, являясь поверхностными или близповерхностными образованиями, слагают вулканические аппараты, субвулканические и гипабиссальные интрузивные массивы. Поэтому выявление глубины их образования, когда эрозией вскрыты только верхние части рассматриваемых комплексов, не вызывает затруднений. Более сложной оказывается расшифровка глубинных частей массивов. Именно глубинные уровни массивов вскрыты современным эрозийным срезом в большинстве провинций мира, за исключением Восточной Африки. На основании ряда косвенных признаков большинство известных выходов щелочно-ультраосновных комплексов в первом приближении могут

быть подразделены на четыре группы, соответствующие поверхностному (приповерхностному), малому, среднему и глубокому уровням формирования массивов. Комплексы пород, обладающие признаками двух смежных групп, выделены в переходные группы (Фролов, 1975). В соответствии со структурной позицией массивы разграничены, в свою очередь, на три группы: 1) массивы в сквозных структурных разломах; 2) массивы в разломах периферии платформ; 3) массивы в краевых швах платформ и в разломах среди областей завершенной складчатости.

Относительная глубина формирования массивов устанавливается на основании геологических признаков, присущих комплексам пород, соответствующим определенным эрозионным срезам массивов. Выделяются четыре комплекса пород: 1) вулканический, характеризующийся развитием лав нефелинитов, фонолитов, карбонатитов и их пирокластов, участвующих в строении конусов вулканов и заполнении их жерловин главным образом в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны (массивы Напак, Хома, Торор, Мбея и др.); 2) субвулканический (малоэродированные массивы), для которого типично резкое преобладание карбонатитов и сиенитов над остальными породами, широкое развитие останцов кровли и дайковой серии, порфировых и порфировидных фаций пород (массивы Верхнесаянский, Поворотный, Ингили и др.); 3) среднеглубинный (Ока, Фен); 4) глубокий, в составе которого возрастает роль ультрабазитов и пегматитов щелочных пород при подчиненном значении карбонатитов и сиенитов (Африканда, Лесная Варака, Шава).

Помимо в различной степени эродированных щелочно-ультраосновных комплексов отмечаются массивы, не вскрытые эрозией, которые прогнозируются глубинными гео-

физическими методами в тех участках зон разломов, где отмечается концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных (пикритовые порфириты, альнеиты и их брекчии) пород, а также широкое проявление окварцевания, альбитизации, флюоритизации и карбонатизации во вмещающих породах кровли таких массивов (Восточная Сибирь).

Большинство массивов имеют штокообразную форму и зонально-кольцевое строение, иногда осложненное появлением линейных тел в связи с влиянием внешних тектонических факторов. Это нашло отражение в разнообразии структурно-морфологических типов массивов, в которых сочетаются тела различной формы: штоки («пробки», интрузии центрального и камерного типа), цилиндрические, конические и неполнокольцевые дайкообразные тела, линейные дайки, жилы, линзы, штокверки и метасоматические тела неправильной формы. В общем случае отмечается переход вулканических аппаратов с глубиной в штокообразные и затем, по-видимому, в трещинные тела.

Однако в отличие от кимберлитовых труб такой переход в случае щелочно-ультраосновных комплексов более растянут, о чем свидетельствует округлая и овальная форма горизонтального сечения наиболее глубокоэродированных массивов. Сиениты и карбонатиты в них образуют дайки и жилы, тогда как в малоэродированных комплексах они обычно представлены штокообразными телами (Поворотный, Верхнесаянский и др.). Поэтому для сиенитов и карбонатитов, развитых в пределах общих контуров массивов, можно предполагать переход штоков в трещинные тела в интервале глубины до 7—10 км. Размеры

горизонтального сечения массивов в указанном интервале глубин не испытывают заметных вариаций и обычно не превышают 25 км². Общее изменение формы массивов с приближением к дайкообразной происходит, по-видимому, на глубинах более 10—15 км от палеоповерхности.

Направленное развитие магматической колонны, когда более поздние щелочные дериваты и карбонаты обычно проникают в более верхние горизонты земной коры (Каледонский комплекс..., 1965), обуславливает многоярусное строение комплексных массивов, выражающееся в постепенном уменьшении снизу вверх относительной роли ультрабазитов, якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитов и в увеличении объемов сиенитов и карбонатитов, а в случае вулканических аппаратов — их эффузивных и жерловых аналогов. Однако неодинаковая степень дифференциации магмы, обусловленная провинциальными, главным образом, структурными условиями ее продвижения в верхнем ярусе земной коры, вызывает появление ряда массивов, крайние члены которых характеризуются сокращенной и полной вертикальной зональностью состава.

Главнейшей чертой, определяющей формацию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, является большая глубинность питающих магматических очагов и разломов, контролирующих движение магмы. Этим объясняется первичный ультрабазитовый состав выплавки, а сходные условия ее последующей эволюции обусловили многие общие черты состава массивов всех провинций мира при последовательном становлении ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Механизм формирования массивов был сложным. Здесь имели место элементы вулканического прорыва, трубки взрыва, интрузии в камеры и

трещинные полости, явления магматического и метасоматического замещения, которые играли различную роль на разных уровнях становления рассматриваемых многофазных образований.

КАРБОНАТИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Карбонатитовая^{*} рудная формация подразделяется на три последовательные группы месторождений: раннюю фосфорно-железную, промежуточную тантало-ниобиевую и позднюю поликомпонентную, преимущественно редкоземельную. Такая группировка месторождений увязывается со стадийностью карбонатитового процесса (табл. 5). Выделяются четыре главные стадии этого процесса, которые, судя по литературным материалам, проявились также на многих карбонатитовых массивах зарубежных стран.

1. Ранняя кальцитовая стадия ($t = 650—520^{\circ}\text{C}$, основные рудные компоненты Fe, P).

2. Поздняя кальцитовая стадия ($t = 550—390^{\circ}\text{C}$, основные рудные компоненты P, Nb, Ta).

3. Кальцит-доломитовая стадия ($t = 420—300^{\circ}\text{C}$, основной рудный компонент Nb).

4. Анкерит-сидеритовая стадия ($t = 320—200^{\circ}\text{C}$, основные рудные компоненты TR, Nb, F).

В каждую из этих стадий возникали карбонаты и сопутствующие им карбонатно-силикатные породы, характеризующиеся определенным составом породообразующих и рудных минералов, геохимическими и текстурно-структурными особенностями. Проявления ранних стадий приурочены в основном к периферии массивов ультраосновных-щелочных пород, а образования поздних стадий локализуются преимущественно в их центральных частях, формируя таким образом рудные поля и месторождения

ТАБЛИЦА 5. СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ КАРБОНАТИТОВОГО ПО Л. К. ПОЖАРИЦКОЙ, А. А. ФРОЛОВУ

Тип мега-соматоза	Стадия формирования	Разновидности карбонатов (в порядке последовательной смены минеральных парагенезисов)	Минеральные парагенезисы
Кальциево-карбонатный	Ранняя кальцитовая	Кальцитовые с авгит-диопсидом, кальцитовые с железистым флогопитом, кальцитовые	Кальцит, авгит-диопсид, железистый флогопит, (монтчеллит), апатит, магнетит, дизаналит, (кальциртит)
	Поздняя кальцитовая	Кальцитовые с диопсидом, кальцитовые с форстеритом, кальцитовые с флогопитом, кальцитовые	Кальцит, форстерит, диопсид, флогопит, монтчеллит, гумит, апатит, магнетит, (шипинель), пирротин, циркелит, гачетолит, ураноториевый пирохлор, пирохлор, бадделеит, кальциртит, (циркон, торианит, луэшит?, эшинит?, дизаналит?)
Магнезиально-карбонатный	Кальцит-доломитовая	Кальцитовые с амфиболом, кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые	Кальцит, доломит, (анкерит), амфиболы — натриевый тремолит-актинолит и рибекит, флогопит, серпентин, (талк), циркон, (апатит, магнетит, ильменит, рутил, анатаз, пирротин, пирит, ураноториевый и ториевый пирохлор, пирохлор)
Железисто-магнезиально-карбонатный	Анкерит-сидеритовая	Анкеритовые и сидерит-анкеритовые (доломитовые с гематитом и лимонитом)	Анкерит, сидерит, (кальцит), щелочные амфиболы — рибекит и крокидолит, хлорит, хлорит-серпентин, вермикулит, стильб-номелан, (альбит), анальцим, натролит, циркон, кварц, барит, целестин, штаффелит, флюорит, ильменит, ильменорутил, гематит, марказит, (галенит, молибденит), сфалерит, пирохлор, ферсмит, колумбит, монацит, паризит, бастнезит, (анкилит), ортит
		Анкеритовые с баритом	

Примечания: 1. В скобках даны редко встречающиеся породообразующие минералы.
2. Реликтовые минералы в таблице не указаны.

с центростремительной схемой горизонтальной зональности оруденения. Указанная последовательность в образовании карбонатов обусловлена структурными и физико-химическими условиями. По мере падения температуры от стадии к стадии происходит увеличение числа породообразующих

и рудных минералов, и поздние минеральные типы месторождений в отличие от ранних высокотемпературных характеризуются более сложным вещественным составом руд.

Фосфорно-железная (апатит-магнетитовая) группа месторождений

ПРОЦЕССА В УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВАХ СИБИРИ. И Е. М. ЭПШТЕЙНУ (1961)

Структуры и текстуры пород	Форма тел	Способ отложения в пространстве
Крупнозернистые, массивные, реже полосчатые	Кольцевые, полукольцевые и радиальные жилы, штокообразные и штокверковые тела	Метасоматическое замещение силикатных пород, в меньшей мере выполнение открывающихся полостей
Среднезернистые до гигантозернистых, часто пегматоидные, иногда порфировидные, полосчатые, реже массивные, пятнистые	Кольцевые и полукольцевые жилы, штокверковые зоны, реже штокообразные тела	Метасоматическое замещение силикатных пород, выполнение открывающихся полостей, перекристаллизация и замещение ранее сформировавшихся карбонатов в зонах тектонических нарушений
Крупно- и среднезернистые, порфировидные, массивные, полосчатые	Линейные, полукольцевые и кольцевые штокверковые зоны, полукольцевые и конические жилы, штокообразные тела	
Крупно- и среднезернистые массивные, пятнистые, реже полосчатые	Жилы, штокверковые зоны и штокообразные тела	Метасоматическое замещение силикатных пород и кальцитовых карбонатов, реже выполнение открывающихся полостей
Гигантозернистые, мелкозернистые, массивные	Жилы	Выполнение открывающихся полостей, метасоматическое замещение силикатных пород и кальцитовых карбонатов

относится к числу достаточно распространенных рудных образований, связанных с комплексами ультраосновных-щелочных пород и карбонатов. Проявления ее в настоящее время установлены в 25 массивах, в том числе в семи массивах — Палабора (ЮАР), Букусу (Уганда),

Ковдор, Арбарастах, Вуори-Ярви, Ессей (СССР), Альне (Швеция) — масштабы развития руд достигают уровня значительных месторождений. Однако разработка апатит-магнетитовых руд с получением кондиционных магнетитовых и апатитовых концентратов ведется пока

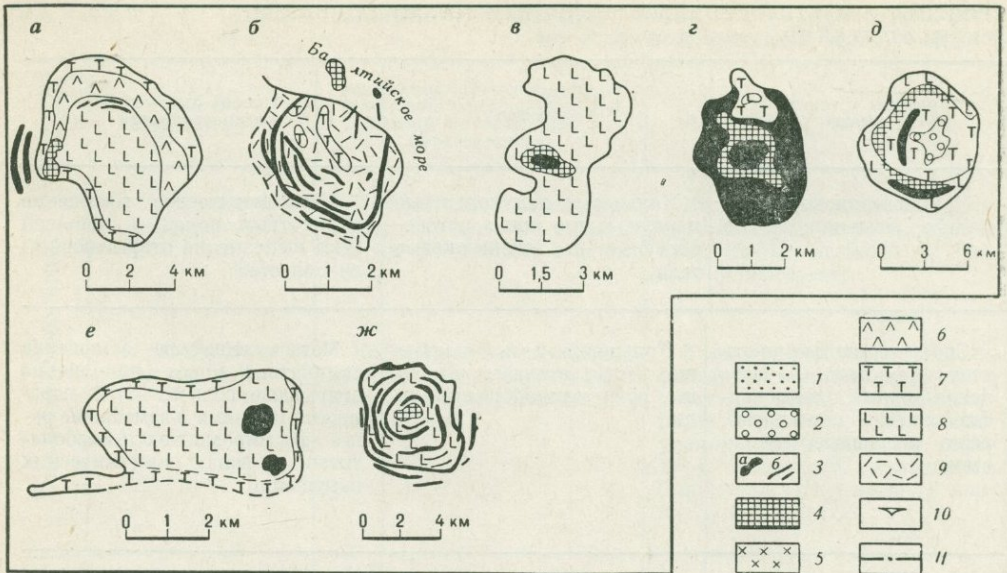


Рис. 8. Схема геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов с фосфорно-железной (апатит-магнетитовой) группой месторождений.

Массивы: а — Ковдорский, б — Альне, е — Палабора, з — Ессей, д — Букусу, е — Vuori-Yarvi, ж — Арбарастахский.

1 — туфогенные образования; 2 — эффузивно-экструзивные образования; 3 — карбонаты; 4 — апатит-магнетитовые породы; 5 — сиениты щелочные и нефелиновые; 6 — турьяиты; 7 — ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты; 8 — пироксениты, оливиниты; 9 — фениты; 10 — полосчатость в карбонатах; 11 — тектонические нарушения

лишь на двух массивах — Палабора и Ковдор (рис. 8).

Благоприятной обстановкой для нахождения апатит-магнетитовых руд является наличие в пределах одного массива карбонатов и ранних ультрабазитов — оливинитов, пироксенитов и перидотитов. Рудные тела локализуются как в центральных, так и во внешних частях массивов, редко отмечаются в экзоконтактной зоне. По механизму образования выделяются два типа рудных тел:

1) метасоматические тела и зоны, возникшие в условиях активного взаимодействия рудных растворов

с вмещающими породами (Арбарастах, Ковдор) и характеризующиеся широким рядом петрографических серий с многочисленными останцами и реликтами субстрата;

2) жильобразные (дайкоподобные) тела (Дорова, Немегос и др.) с выдержанным минеральным составом. Оба типа рудных тел обычно контролируются системой конических и цилиндрических трещин, неполнокольцевыми дуговидными и серповидными трещинами, возникшими под влиянием внутренних эруптивных сил в ходе завершающих предкарбонатитовых фаз становления магматического комплекса пород.

В общем ряду рудных образований, связанных с комплексами ультраосновных-щелочных пород и карбонатов, фосфорно-железная группа месторождений находится между типично магматической железо-титановой и редкометалльной карбонатитовой (тантало-ниобиевой) формациями и по геологическим и минералого-геохимическим особенностям стоит ближе к редкометалльным карбонатитам.

В составе фосфорно-железной группы объединяются форстерит-апатит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые, апатит-магнетит-флогопитовые минеральные ассоциации, которые в различное время получили наименование рудного комплекса (Каледонский комплекс..., 1965), фоскоритов (Карбонатиты, 1969), камафоритов (Бородин, Лапин, Харченков, 1973) и рассматриваются как высокотемпературные образования, возникшие в предкарбонатитовый этап. Л. К. Пожарицкая и Е. М. Эпштейн в парагенезис форстерит — апатит — магнетит — флогопит включают также кальцит и в этой связи считают упомянутый парагенезис синкарбонатитовым, относя его к ранней стадии карбонатитового процесса, либо возникшего во фронтальной его зоне.

В раннюю стадию карбонатитового процесса образуются кальцитовые карбонатиты, содержащие апатит, магнетит и в меньшей мере перовскит (дизаналит). По геологической позиции апатит-магнетитовые образования тесно ассоциируются с ранними карбонатитовыми телами и по существу не встречаются в массивах, лишенных карбонатитов. В ряде случаев наблюдается переход с глубиной пирохлоровых карбонатитов в существенно пирохлор-магнетит-апатитовые руды (Восточная Сибирь). Вместе с тем этот специфический комплекс апатит-магнетитовых руд имеет свои особенности геологической структуры и минерального состава. Находясь в тесной связи с ранними кальцитовыми карбонатитовыми телами, они приурочены обычно к периферическим частям, образуя кольцеобразные обрамления карбонатитовых штоков (Букусу), либо кольцевые и неполнокольцевые (дуговидные и серповидные) периклинальные и центроклинальные тела (Вуори-Ярви, Немегос).

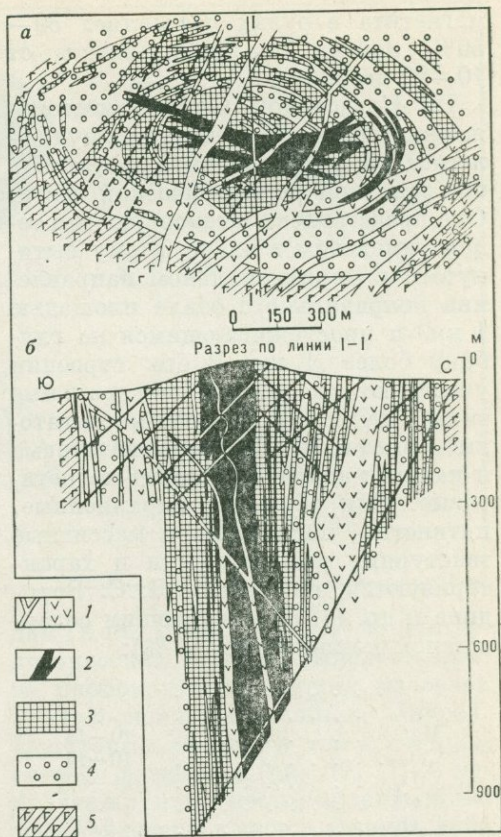


Рис. 9. План (а) и вертикальный разрез (б) карбонатитового ядра массива Палабора. По Дж. К. Герберту (Herbert, 1967). 1 — долериты; 2 — железные (борнит-халькопиритовые) руды; 3 — карбонатиты; 4 — фоскориты (апатит-форстерит-магнетитовые породы); 5 — слоистые пироксениты

Штокообразные тела апатит-магнетитовых руд известны в массивах Палабора (рис. 9), Арбарастах и Ковдор. Площадь их поперечного сечения составляет от 0,5 до 3 км². Они прослеживаются на значительную глубину: скважины на глубине 900—1000 м не вышли из рудного контура. В таких крупных штокообразных или кольцевых жиллообразных телах сосредоточены запасы в десятки и сотни миллионов тонн железа и фосфора. Содержание

магнетита в рудах составляет 30—50%, иногда 70—80%, апатита от 10—20 до 50%.

На Ковдорском массиве месторождение апатит-магнетитовых руд залегает среди ийолитов и фенитов в его западной периферической части. Оно представлено штокообразным телом, имеющим в плане форму вытянутого в меридиональном направлении неправильного овала площадью 1 км² и прослеживающимся на глубину более 1 км. В его строении участвуют следующие минеральные типы руд: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые. Они образуют вкрапленные, пятнистые, полосчатые и массивные текстурные разновидности и характеризуются, по данным Л. С. Бородин и др. (1973), следующим содержанием компонентов (в %):

Fe	30
SiO ₂	8
MgO	10—18
CaO	10—14
TiO ₂	0.4—0.8
MnO	0.3
P ₂ O ₅	3.6
S	0.1—0.5

Руды относятся к фосфористому типу (в концентратах содержится 0,2% фосфора). Магнетит в рудах преимущественно магнезиальный (MgO 5—9%), малотитанистый (TiO₂ 1—2%).

На Палаборе фоскориты образуют кольцо вокруг карбонатитового штока (см. рис. 9). Они сложены магнетит-оливин-apatитовой породой, состоящей из магнетита (35%), апатита (25%), карбонатов (18%), серпентина (22%), вермикулита, биотита, диоксида, бадделеита и медных минералов (кубанита, халькопирита, борнита, халькозина и др.). Важно подчеркнуть комплексный характер месторождений рассматриваемого типа. В рудах обычно бадделеит, пироксид (гачеттолит) и другие минералы, ценность которых мо-

жет превышать ценность основного компонента.

В зависимости от текстурно-структурных особенностей руд магнетит образует рассеянную вкрапленность неправильных зерен, хорошо ограненные кристаллы, их скопления в виде гнезд и сплошные крупнозернистые массы. В кальцитсодержащих разновидностях руд обычны октаэдрические кристаллы магнетита, иногда достигающие в поперечнике 10—15 см. Наиболее распространены зерна магнетита размером от первых миллиметров до первых сантиметров.

По составу выделяются два магнетита: 1) магномагнетит с повышенными содержаниями магния (6—9% MgO), алюминия (до 5—6% Al₂O₃) и низким содержанием титана (до 1% TiO₂); 2) магнетит, отличающийся более низкими содержаниями магния (не более 4%), алюминия (не более 1—2% Al₂O₃) и повышенным содержанием титана (от 2 до 6—8% TiO₂).

Апатит отмечается обычно в виде округлых зерен (0,5—3 мм), зернистых агрегатов, реже образует длиннопризматические кристаллы (до 5—10 см) и радиально-лучистые сростки. Обогащенные им участки имеют неоднородное, пятнисто-сетчатое строение, обусловленное замещением апатитом магнетита и форстерита. По составу он относится к окси-гидроксил-фторапатитам (Бородин, Лапин, Харченко, 1973).

Тантало-ниобиевая группа месторождений относится к числу самых распространенных, связанных с карбонатитами. Из 250 карбонатитовых массивов мира каждый третий массив характеризуется в той или иной мере проявлением минеральных типов месторождений этой группы. Во многих массивах содержание рудной минерализации достигает промышленных масштабов. Почти в каждой провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов имеется

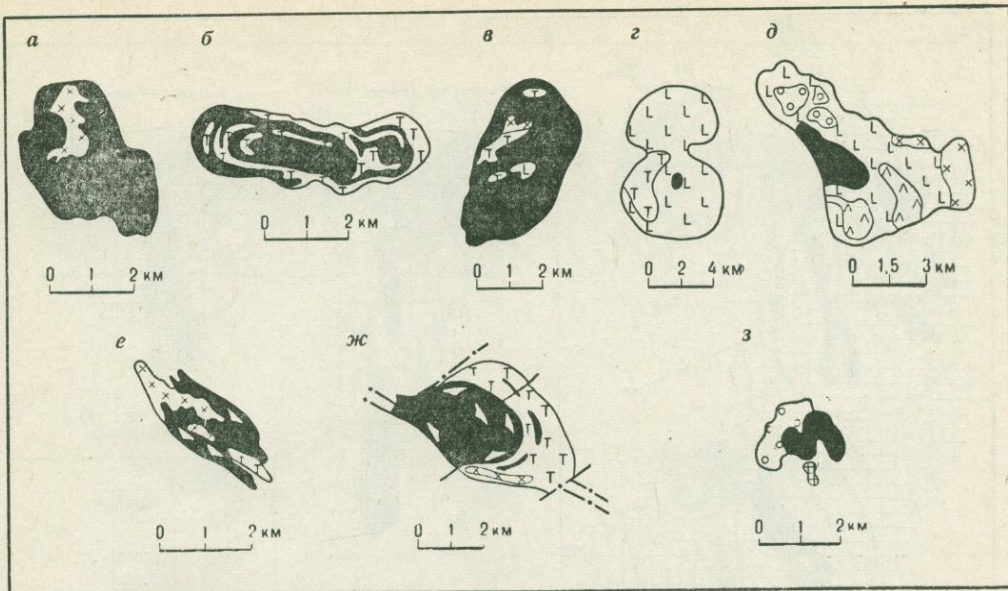


Рис. 10. Схема геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов с тантало-ниобиевой (гаччеттолит-пироксоловой) группой месторождений.

Массивы: а — Луשה, б — Ока, в — Озерный, г — Якупиранга, д — Паудерхорн, е — Верхнесаянский, ж — Нижнесаянский, з — Мбея
Условные обозначения см. на рис. 8.

ниобиевое или тантало-ниобиевое месторождение, которое либо разрабатывается, либо подготавливается к эксплуатации.

Основные концентрации ниобия и тантала в карбонатах и сопутствующих им силикатных образованиях связаны с пироксолом и гаччеттолитом. В поздних редкоземельных карбонатах нередко в существенных количествах присутствует колумбит. Ведущее практическое значение имеют собственно ниобиевый (пироксоловый) и комплексный тантало-ниобиевый (пироксоло-гаччеттолитовый) минеральные типы месторождений (см. табл. 4).

В настоящее время среди разных типов ниобиевого сырья первое место в мировой добыче принадлежит пироксоловым карбонатитовым ру-

дам (Кун, 1962). В СССР и капиталистических странах выявлено много карбонатитосодержащих массивов ультраосновных-щелочных пород. Некоторые из них в той или иной степени разведаны (рис. 10, 11), и наиболее крупные месторождения либо уже вовлечены в эксплуатацию, либо осваиваются: Баррейро-де-Аракса и Ташира (Бразилия), Паудерхорн (США), Ока (Канада), Луשה (Заир), Мрима (Кения), Сукулу (Уганда), Мбея (Танзания), Фен (Норвегия), Альне (Швеция), Кайзерштуль (ФРГ) и др.

Среднее содержание ниобия в карбонатитовых массивах обычно составляет 0,1—0,15% Nb_2O_5 . На фоне общей зараженности ниобием массивов выделяются крупные штоки, зоны, жилы и линзообразные тела, измеряемые по простиранию сотнями метров, реже первыми километрами и по мощности — десятками, реже первыми сотнями метров, в которых содержание пятиоксида ниобия варьирует от первых десятых долей процента до 3—4%. В большинстве рудоносных карбонатито-

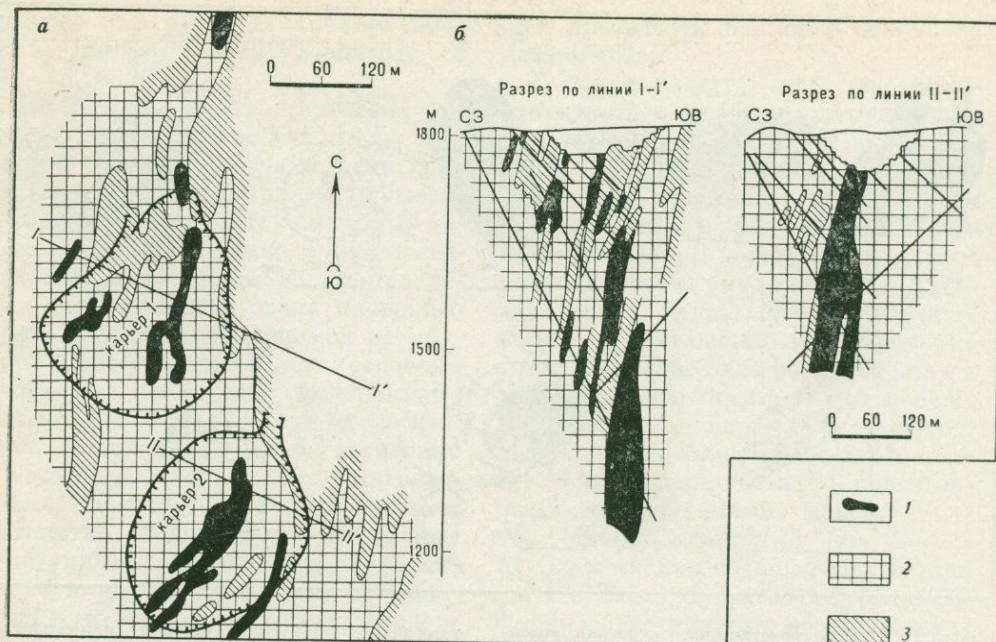


Рис. 11. План (а) и вертикальный разрез (б) ниобиевого месторождения Ока. По Д. Р. Гольду и др. (Gold e. a., 1967).

1 — рудные тела; 2 — карбонаты; 3 — пйолиты

вых тел в среднем содержится 0,2—0,7% Nb_2O_5 , а в наиболее крупных и богатых 1,34% (Луеше) и 2,6% (Аракса). Пирохлор присутствует преимущественно в форме октаэдров и кубооктаэдров размером до 3—5 мм, иногда более.

Запасы пятиоксида ниобия в месторождениях карбонатного типа оцениваются в сотни тысяч тонн и в отдельных случаях — в несколько миллионов тонн. Более 90% всех запасов ниобия капиталистических стран сосредоточено в пирохлорсодержащих карбонатах (Кип, 1962).

Тантал, а также уран концентрируется главным образом в гатчеттолите и содержатся в нем примерно в равных количествах, варьируя каждый от 5—7 до 20—25%. Промышленные скопления гатчет-

толита выявлены в последние годы в ряде карбонатных массивов, в которых они связаны с апатит-магнетитовым рудным комплексом, альбититами и форстерит-кальцитовыми, диоксид-кальцитовыми и эгирин-кальцитовыми карбонатами. Рудные зоны линейного или кольцевого типа приурочены обычно к периферии карбонатных штоков и имеют крупные размеры, сопоставимые с телами пирохлоровых руд. Гатчеттолит образует вкрапления октаэдрических кристаллов размером от 0,1 до 3 мм. Содержание пятиоксида тантала в руде составляет 0,012—0,03% при соотношении Ta_2O_5 и Nb_2O_5 от 1:12 до 1:4. Запасы такого типа комплексных урано-тантало-ниобиево-фосфорных руд в отдельных карбонатных массивах могут быть значительными.

Поликомпонентная (TR, Nb, Cu, Pb, Zn, Fe, Sr, Ba, Th, CaF_2) группа месторождений получила развитие в массивах, характеризующихся проявлением поздних карбонатов

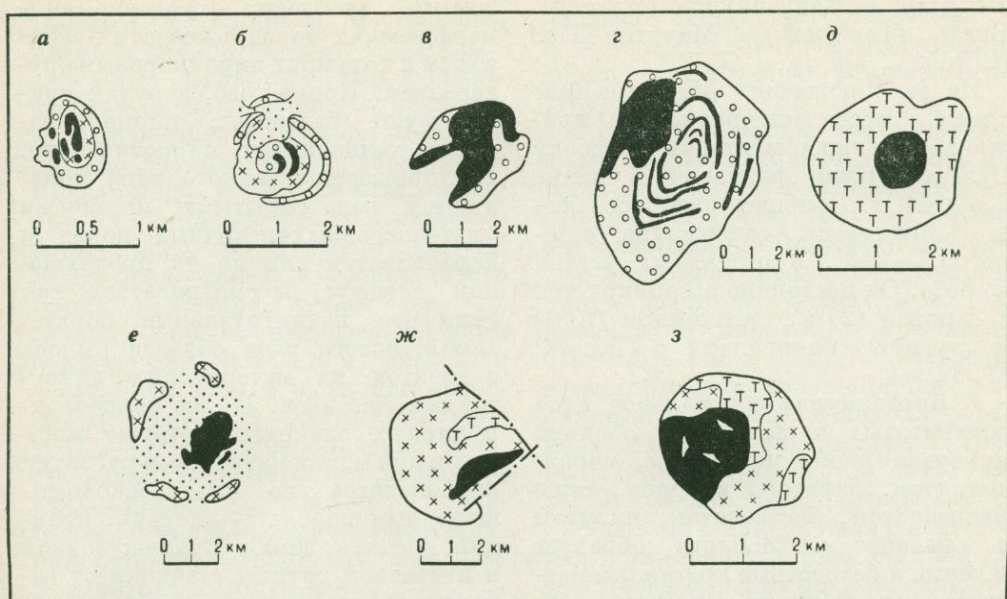


Рис. 12. Схема геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов с поликомпонентной группой месторождений.

Массивы: а — Канганкунде, б — Тундулу, в — Чилва, г — Гоудини, д — Саланлатва, е — Калькфельд, ж — Енисейский, з — Большетагнинский. Условные обозначения см. на рис. 8

анкеритового, анкерит-доломитового и сидеритового состава. Карбонаты и локализованные в них главным образом вкрапленные и прожилково-вкрапленные полиминеральные руды слагают штокообразные, кольцевые и неполнокольцевые жилкообразные тела, приуроченные преимущественно к центральным частям массивов (рис. 12). Наряду с кольцевыми для месторождений этой формации уже характерны линейные жилные тела и жилные зоны, которые прослеживаются вдоль тектонических нарушений, иногда выходя за пределы рудоносных массивов. Горизонтальное сечение штокообразных тел округлое, осложненно-овальное, площадь его составляет от 0,1—0,2 до 0,5 км².

Жилкообразные тела достигают длины по простиранию до 1 км при мощности от первых метров до нескольких десятков метров. На отдельных месторождениях рудные тела прослеживаются до глубины 500 м и скважины не вышли за их контуры.

Месторождения рассматриваемой группы полезных ископаемых характеризуются следующими особенностями строения и состава руд.

Редкие земли представлены главным образом элементами цериевой группы, преимущественно лантаном, церием и неодимом (А. И. Гинзбург и др., 1958 г.). Они образуют большие запасы, измеряемые сотнями тысяч, иногда миллионами тонн, при содержании в руде 1—5% TR₂O₃. Основные концентрации редких земель связаны с поздними анкеритовыми и сидеритовыми карбонатами, для которых весьма характерно проявление паризита, бастнезита и реже монацита. Промышленные концентрации редкоземельных минералов отмечаются в целом ряде массивов: Мрима (Кения), Нкумбе (Замбия),

Тундулу и Канганкунде (Малави), Вигу (Танзания), Маунтин-Пасс (США).

На месторождении Маунтин-Пасс главная масса минерализации приурочена к карбонатитовому массиву Сульфид Куин размером в плане 230×800 м. Наиболее распространен здесь бастнезит, содержание которого 5—15% в отдельных местах до 60%. Он постоянно ассоциируется с баритом (20%), целестином (10%) и другими минералами (Ресога, 1956).

В Канганкунде центральное ядро анкеритовых карбонатитов обильно минерализовано монацитом, стронцианитом, баритом, кварцем, реже флоренситом, бастнезитом, пиритом и сфалеритом. Монацит образует зеленые и бесцветные кристаллы размером от 0,02 до 2—3 мм. Он почти лишен тория и иттрия, но содержит 1,4% SrO. В этом месторождении содержится 5—10% монацита, 10—30% стронцианита и 2—5% барита при мощности рудных тел от 7—10 до 30—40 м.

В Вигу жилы доломитовых карбонатитов мощностью 1—1,3 м и протяженностью по простиранию до 165 м содержат от 16 до 20% суммы окислов редких земель. Рудные минералы здесь представлены бастнезитом, монацитом, цериевым гойяцитом, реже пиритом и сфалеритом.

На Мрима широко развитая на карбонатитах кора выветривания мощностью до 30 м характеризуется существенными концентрациями редких земель — 4% TR_2O_3 , которые в наиболее обогащенных монацитом и горсейкситом участках достигают 14—17% (Карбонатиты, 1969).

В последние годы в ряде провинций СССР выявлен ториево-редкоземельный тип гидротермальных месторождений, представленный кварцполевошпат-карбонатными жилами или альбитизированными, карбонатизированными и окварцованными

зонами дробления осадочно-метаморфических пород с ксенотим-торитовым и колумбит-пирохлоровым оруденением. Кроме того, в рудах присутствуют бастнезит, циркон, галенит, халькопирит, пирротин и др. Месторождения данного типа появляются над скрытыми массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов или на их продолжении и могут рассматриваться как типичные надинтрузивные образования, своего рода области выноса элементов из материнских интрузивных массивов. В них концентрируются те элементы, которые выносятся при метасоматическом развитии карбонатитов по ультраосновным-щелочным породам — натрий, кремний, редкие земли промежуточной и иттриевой группы, начиная от самария и кончая лютецием, торий, барий, скандий и др. Содержание тория и редких земель нередко измеряется несколькими процентами при мощности, обычно не превышающей 1 м, и значительной протяженности по простиранию рудных жил.

Н и о б и й. В результате анкеритизации рудных кальцитовых карбонатитов происходит колумбитизация пирохлора, его частичное или полное растворение и новообразование ферсмита. Поэтому нередко в эндо- и экзоконтактных частях крупных анкеритовых тел появляются комплексные редкоземельно-ниобиевые (паризит-колумбитовые) руды с содержанием 0,1—0,2% Nb_2O_5 .

Ф л ю о р и т. Характерно обогащение фтором образований поздних стадий карбонатитового процесса: в анкеритовых и сидеритовых карбонатитах наряду с фторкарбонатами редких земель типичным минералом является флюорит, слагающий отдельные прожилки и жилы, а в некоторых случаях крупные метасоматические зоны с содержанием 20—50% CaF_2 и запасами руды 5—

10 млн. т (Амба-Донгар в Индии; Окорусу в Намибии и Большая Тагна в СССР).

М е д ь. Сульфиды меди в незначительных количествах отмечаются в карбонатитах многих массивов (Букурсу, Уганда; Паудерхорн, США; Ковдор и др., СССР), но промышленные их скопления редки и известны пока лишь на Палаборе (ЮАР). Здесь в пределах карбонатитового штока разведано рудное тело на глубину 900 м, имеющее размеры в плане 200×600 м (см. рис. 9) и запасы 300 млн. т руды при содержании меди 0,3—0,68% (Herbert, 1967). Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, халькозином, кубанитом, пирротинном, в меньшей мере ковеллином, петландитом, миллеритом, сфалеритом, тетраэдритом и др.

С в и н ц и ц и н к. Сульфиды свинца, цинка, меди, железа, молибдена в незначительных количествах отмечаются во многих карбонатитовых массивах (Капустин, 1971). При этом четко выражена тенденция в обогащении ими поздних разновидностей карбонатитов, иногда с образованием штокверка паризит-монацит-молибденит-галенит-сфалеритовых руд.

М о л и б д е н накапливается в поздних, преимущественно анкеритовых и сидеритовых карбонатитах, в которых содержание его обычно составляет первые сотые доли процента (Чилва, Вугу, Сонгве, Канганкунде). В некоторых участках анкеритовых карбонатитов отмечаются тончайшие прожилки и примазки молибденита и содержание его иногда достигает 0,1%. Устанавливается концентрация молибдена в корках выветривания карбонатитов (Мрима). Особенно высокая степень адсорбции молибдена проявлена во вторичных марганцевых рудах. Так, в подобных образованиях коры выветривания карбонатитов

Мримы (Кения) содержание молибдена составляет 0,1—0,2%, а в отдельных образцах псиломелана достигает 1,2% MoO_3 (Карбонатиты, 1969).

Г о р и й широко распространен в карбонатитах, причем большая его часть находится в рассеянном состоянии. В начале 50-х годов давались завышенные оценки возможности попутного получения тория и урана из пирохлоровых руд. Как правило, в пирохлоре содержится 0,1—0,5% ThO_2 , в редко встречающемся ториевом пирохлоре оно увеличивается до 12%. В пирохлоровых концентратах содержится ThO_2 (в %): в Сукулу 2,7, в Мбее 0,8, на Чилве 1,3 (Карбонатиты, 1969).

В поздних карбонатитах содержание тория повышается. В них наряду с торийсодержащими появляются собственно ториевые минералы — монацит, торит, ураноторит. Еще более возрастает концентрация тория в кварц-карбонатных жилах с ториево-редкоземельной минерализацией, достигая здесь 2—3%, иногда 5—6%, в среднем 1,5%.

Б а р и й и **с т р о н ц и й** накапливаются в анкеритовых, доломитовых и сидеритовых карбонатитах — в барите, целестине и стронцианите. Среднее содержание барита и целестина в карбонатитах Маунтин-Пасс 20%. Здесь барит содержит стронций и нередко в таких количествах, что минерал отвечает по составу бариевому целестину. Концентрации барита в анкеритовых и сидеритовых карбонатитах Салан-латвинского массива составляют 10—15%, а в «железной шляпе» достигают 25%, в среднем 18%; запасы его здесь составляют 300 тыс. т.

Большинство упомянутых видов минерального сырья даже в индивидуальном проявлении в существ-

венных масштабах имеют самостоятельное промышленное значение. Кроме того, необходимо отметить, что при комплексной переработке поликомпонентных карбонатитовых руд возможно попутное получение апатита, циркона, бадделейта, барита, целестина, карбонатного сырья и минерального пигмента.

Не все указанные выше виды минерального сырья встречаются в пределах одного массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Обычно в современных эрозионных срезах отдельных массивов проявлено до 5—8, редко 10 типов полезной минерализации, из которых промышленное значение имеют 2—3, а в наиболее продуктивных — до 5—6 видов рудного и нерудного минерального сырья. При этом анализ рудоносности 160 массивов показывает, что наибольший удельный вес в них, вне зависимости от типа провинций, имеют пироксеновые и апатитовые руды, образующие существенные концентрации в каждом втором—третьем массиве. Комплексный характер оруденения массивов и их группировка на сближенных площадях позволяют выделять значительные рудные поля или районы важного народнохозяйственного значения.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Зональность и глубина оруденения

Месторождения полезных ископаемых локализованы, как правило, в контурах рудоносных массивов, и лишь самые поздние месторождения тория и редких земель нередко залегают во вмещающих породах вблизи материнских массивов. Иногда удается установить переход жильных рудных тел из апикальной части массивов в их кровлю. Распределение месторождений внутри

массивов подчинено общей закономерности формирования последних и связано с влиянием магматических и структурных факторов, определяющих строение рудоносных массивов. Общее влияние этих факторов отражено в зональном размещении месторождений разных полезных ископаемых в плане и по вертикали. Вместе с тем масштабы и тип оруденения также обусловлены проявлением локальных структурных и физико-химических факторов.

Сложное строение рассматриваемых комплексов обусловлено длительной историей их формирования, что соответственно определяет сложное сочетание в контурах единых массивов различной по времени минерализации переменного состава. Вдоль одних и тех же структурных элементов часто отмечается наложение минерализации двух и трех стадий и одновременно перераспределение минерализации более ранних стадий. Несмотря на отмеченные особенности, для определенных видов полезных ископаемых сохраняется тесная связь с положением разновременных минеральных парагенезисов (пород) рассматриваемых комплексов. При этом смена во времени и пространстве минеральных типов месторождений является отражением направленного развития этапов и стадий магматических и постмагматических процессов, последовательным смещением их вверх по разрезу с образованием вертикальной рудной зональности (рис. 13).

Менее отчетливо выражена закономерность размещения месторождений в плане. Хотя абсолютное большинство массивов имеют зонально-кольцевое строение и обусловленное им соответствующее распределение месторождений, оно не подчинено какой-либо единой закономерности. Массивы не формируются только по центростремительной или только по центробежной схеме. Механизм их

становления более сложный. Однако на ранних или поздних этапах процесса образования массивов тот или иной тип зональности бывает выражен более или менее четко.

Горизонтальная зональность, определяемая закономерным распределением месторождений разных полезных ископаемых, наблюдается главным образом в массивах, характеризующихся преимущественным развитием либо ранних, либо поздних комплексов пород. Первые из них, относящиеся к числу глубокоэродированных массивов, сложенных в основном ультрабазитами и пироксен-нефелиновыми породами, характеризуются перовскит-титаномагнетитовым оруденением, которое к периферии массивов (Африкада, Шава) сменяется флогопитовыми метасоматитами.

В массивах второй группы (средне- и малоэродированные), в строении которых вместе с пироксен-нефелиновыми породами ряда ийолит — якупирангит существенное участие принимают сиениты и карбонатиты, проявлена горизонтальная зональность оруденения центростремительного типа. Как уже отмечалось, в них ранние кальциевые карбонатиты сменяются по направлению к центру массивов более поздними доломитовыми или анкеритовыми (сидеритовыми) карбонатитами. В соответствии с этим гатчеттолитовые и пироксеновые месторождения, расположенные в основном по периферии карбонатитовых штоков, в центре уступают место паризитбастнезитовым, гематитовым или флюоритовым рудам (Восточная Сибирь). В других массивах апатит-магнетитовые месторождения сменяются пироксеновыми (Сукулу, Букусу) или борнит-халькопиритовыми (Палабора).

В связи с закономерным размещением магматических и постмагматических образований достаточно четко

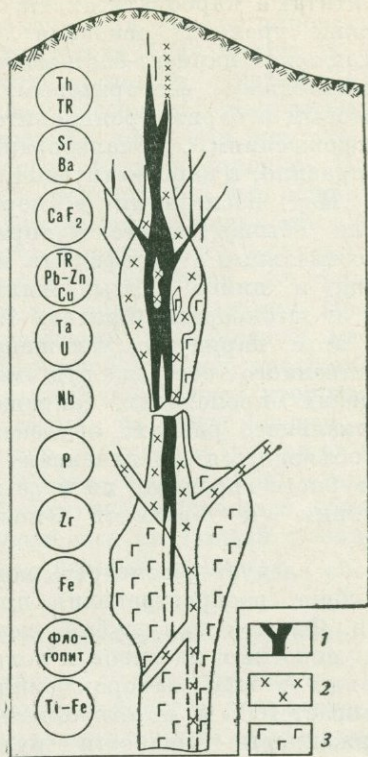


Рис. 13. Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения оруденения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

1 — карбонатиты; 2 — ультраосновные-щелочные породы; 3 — ультрабазиты

выражена вертикальная зональность связанной с ними минерализации различного типа. По своему характеру она является прямой и в общем не осложненном виде проявляется по следующей схеме (снизу вверх).

Магматические перовскит-титаномагнетитовые месторождения в ультрабазитах сменяются флогопитовыми метасоматитами и магнетит-apatитовыми образованиями. Еще выше возрастает разнообразие пород и типов минерализации — появляются гатчеттолитовые и пироксеновые комплексные руды в

альбититах и карбонатитах. На более высоких уровнях основная роль принадлежит паризит-бастнезитовым (монацитовым), флюоритовым, гематитовым и барит-стронцианитовым месторождениям, локализованным, как правило, в карбонатитовых штоках. Над последними в породах кровли обычно залегают ториево-редкоземельные с сульфидами меди, свинца и цинка жилы, жильные зоны и штокверки (Фролов, 1975). При этом наряду с усложнением вещественного состава руд месторождений происходит сокращение вертикального размаха оруденения, что объясняется увеличением температурного градиента по мере приближения к дневной поверхности.

Особо следует рассмотреть вопрос о глубине распространения оруденения. Фактическая глубина вскрытия рудоносных массивов и локализованных в них месторождений не превышает 1000 м, но относительная выдержанность мощности рудных тел и содержания в них полезных компонентов позволяет предполагать большой вертикальный размах оруденения. Например известно, что до глубины 900 м форма и вещественный состав жил халькопирит-борнитовых руд в карбонатитах Палаборы (ЮАР) не испытывают заметных изменений, и содержание меди в них не падает (Herbert, 1967; см. рис. 9).

Рудные тела пироксеновых карбонатитов на месторождении Ока (Канада) разбурены до глубины 600 м. Они не обнаруживают тенденции к выклиниванию, наоборот, мощность некоторых из них возрастает с 20 до 50 м и более (см. рис. 11). Промышленное тело железных руд апатит-форстерит-магнетитового состава на Ковдорском массиве прослежено скважинами до глубины 900—1000 м, и оно не испытывает заметного выклинивания.

На одном из массивов Восточной Сибири карбонатитовый шток площадью в плане 9 км² (3,5×2,5 км) вскрыт двумя структурными скважинами на глубину 550 и 500 м. При этом содержания пирохлора и особенно апатита и магнетита с глубиной возрастают. С учетом эрозионного вскрытия карбонатитов общая прослеженная глубина промышленной минерализации составляет 750 м. Вероятно, она существенно не изменялась на таком же отрезке как ниже прослеженного интервала, так и выше, в его части, уничтоженной эрозией. Поэтому суммарная вертикальная колонна редкометалльных карбонатитов составляла как минимум 2,0—2,5 км, а исходя из общих размеров карбонатитового штока и учитывая увеличение с глубиной масштабов магнетитовой и апатитовой минерализации, можно считать, что оруденение распространялось еще глубже. Об этом свидетельствуют расчеты глубины эрозионного среза массивов Алдана и Сетте-Дабана, где промышленное пироксеновое оруденение в карбонатитах отмечается на глубине 4—5 км и более от земной поверхности периода их формирования (Гинзбург, Эпштейн, 1968).

На основании сопоставления ряда наиболее полно изученных массивов СССР и зарубежных стран установлено, что промышленные скопления различных типов минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития, что является отражением в общем случае вертикальной зональности в распределении магматических и постмагматических серых пород и связанной с ними минерализации (Фролов, 1975).

Группа рудных образований, включающая месторождения барита, монацита (Канганкунде, Малави), флюорита (Амба-Донгар, Индия), гематита (Калькфельд, ЮАР),

связана с поздними стадиями формирования карбонатитов. Эти месторождения приурочены преимущественно к верхним, нередко к жерловым частям массивов и отсутствуют в массивах с глубоким уровнем эрозионного среза. Вертикальный размах в распространении этого типа минерализации редко превышает 1 км.

Минералы группы пирохлора образуют промышленные концентрации в верхних и средних частях массивов (Ока, Канада; Тапира, Бразилия). При этом вертикальный диапазон развития пирохлоровых карбонатитов 3—5 км, возможно более. Магнетит и апатит, являясь сквозными минералами карбонатитового процесса, образуют промышленные руды в еще более значительном диапазоне, но несколько смещенном на глубину относительно пирохлоровых карбонатитов, которые в глубоко эродированных массивах как промышленные руды не проявлены (Ковдор, СССР; Палабора, ЮАР). В этих массивах отмечаются перовскитовые и титаномагнетитовые месторождения, локализованные в пироксенитах и оливинитах (Африканда, Большой Жидой, СССР).

Таким образом, в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов определенные минеральные типы месторождений характерны для ограниченных глубин и связаны, подобно месторождениям в пегматитах, с определенными фациями глубинности. Суммарный размах оруденения в рассматриваемых массивах составляет не менее 8—10 км. На этом вертикальном отрезке отмечается смена месторождений различных полезных ископаемых, отвечающая прямой вертикальной зональности, когда магматические рудные образования нижних частей массивов переходят выше в гипо- и мезотермальные месторождения. При этом смена типов минерализации не является скачкообразной, обычно

наблюдаются явления постепенного перехода или телескопирования.

Отсутствие благоприятных структурных условий нередко обуславливает рассеяние минерализации и выпадение того или другого звена в общей рудной колонке. Поэтому важно подчеркнуть, что общая схема вертикальной зональности осложняется и нарушается в связи с влиянием ряда факторов, контролирующих ход рудообразования. Процессы становления материнских массивов и формирования месторождений настолько разнообразны, что протекают по схеме, не повторяющейся полностью в каждом из них. Общей чертой этих процессов является лишь сам факт направленного изменения оруденения, связанный с эволюцией родоначальной магмы.

Факторы контроля оруденения

Глубину распространения рудного комплекса в целом и его отдельных минеральных типов определяют следующие факторы.

1. Огромная протяженность материнских массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами по вертикали, контролируемых глубинными разломами, при мантийной глубине первичного магматического очага определяет выдержанность температуры и давления на больших интервалах. Большая ступень температуры и давления обуславливает значительный вертикальный размах в локализации рудного комплекса (не менее 8—10 км) и его отдельных минеральных типов (от 2 до 3—5 км).

2. Уровень дифференцированности массивов, определяющий полную или сокращенную схему рудной зональности. Более высокий градиент дифференциации магмы свидетельствует о том, что в них полнее прошел процесс разделения родоначального вещества на отдельные типы пород и, естественно, полнее

проявились процессы аутометасоматоза и постмагматической минерализации (массивы Восточного Саяна и Сетте-Дабана). При относительно меньшем уровне дифференциации в массивах совсем выпадают конечные стадии рудных процессов или они проявлены значительно слабее и на более сокращенных интервалах (массивы Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций).

3. Степень сохранности руд, образованных в ранний период (перовскит-титаномагнетитовых, флогопитовых, апатит-магнетитовых), в ходе их метасоматического замещения и регенерации на поздних этапах рудообразования (карбонатообразования). При многоэтапном механизме формирования массивов происходит частичное или полное замещение ранних магматических образований и локализованных в них месторождений более поздними. Масштабы этого явления возрастают снизу вверх и сопровождаются метаморфизмом руд, регенерацией и перетолжением их на более высоких уровнях массивов с образованием обычно новых минеральных типов. Картина подобного преобразования оруденения на ранних этапах минерализации массивов в значительной степени затуманена наложенными процессами. Однако иногда реликты перовскит-титаномагнетитовых руд отмечаются в ийолитах, сиенитах и даже в карбонатитах. В редкометалльных карбонатитах нередко встречаются сохранившиеся от замещения блоки более ранних апатитовых и апатит-магнетитовых руд. «Разрушение» ранних руд с превращением их в другие минеральные виды четко проявлено в ходе карбонатитового процесса.

4. Глубина эрозии рудоносных массивов и степень сохранности приповерхностных и гипабиссальных месторождений (паризит-бастнезитовых, монацитовых, баритовых, флюоритовых, гематитовых).

5. Структурная обстановка в верхнем ярусе земной коры, определяющая степень компактности оруденения — структурно-морфологический тип месторождений: линейный, кольцевой или комбинированный. В случае линейного и отчасти комбинированного типа, когда значительные массы рудных растворов растекались вдоль тектонических нарушений с образованием жильных зон, вертикальная протяженность рудных тел была менее значительной, чем в случае кольцевого типа, представленного трубо- и штокообразными рудными телами.

При детальном изучении месторождений, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, выясняется существенная роль локальных структурных и физико-химических факторов в формировании минеральных типов месторождений, в появлении руд разного качества, различной морфологии рудных тел и запасов. При этом физико-химические условия определяют главным образом тип минерализации, а структурные условия — масштабы развития и степень концентрации рудного вещества.

В процессе формирования массивов проявляется определенная закономерность в распределении ниобия и тантала. В интрузивных докарбонатитовых породах содержание их определяется изоморфными количествами в темноцветных минералах. В ранних карбонатитах содержание указанных элементов даже несколько падает по сравнению с магматическими породами, что обусловлено уменьшением количества темноцветных минералов в ходе карбонатитообразования. Во вторую стадию карбонатитового процесса резко возрастает содержание тантала и ниобия в связи с появлением таких минералов, как гатчеттолит и пироклор. В третью стадию наряду

с некоторым привнесом ниобия происходило перераспределение его, а также тантала и урана в связи с растворением и пироклоризацией гатчеттолита. Четвертая стадия характеризовалась концентрацией цериевых редких земель в виде паризита, барбанкита, анкилита и других их карбонатов, а также растворением и колумбитизацией тантало-ниобатов, сопровождавшимися выносом ниобия, тантала и урана.

Важным фактором, регулировавшим разделение ниобия и тантала в ходе развития процессов второй стадии, было увеличение щелочности растворов, что способствовало осаждению минералов группы пироклора, причем главная масса тантала осаждалась при более высокой щелочности, чем ниобий. В общем случае благоприятными для развития богатых существенно танталовых руд являлись исходные породы с максимальной величиной относительной щелочности.

В четвертую стадию карбонатитового процесса при анкеритизации кальцитовых карбонатов пироклор оказался неустойчивым, заметно изменялся и в основном растворялся и переотлагался. Часть ниобия выносилась растворами в периферические зоны анкеритовых тел, и по мере повышения рН в результате взаимодействия с кальцитовыми карбонатами ниобий осаждался в виде новообразованного бестанталового пироклора. За счет этого в зонах анкеритизированных кальцитовых карбонатитов, окружающих крупные анкеритовые тела, содержание пятиоксида ниобия увеличивается на 10—30% по сравнению с кальцитовыми карбонатами третьей стадии.

Решающее влияние на ход рудообразующего процесса и локализацию редкометалльных карбонатитов имели структурные факторы, так

как формирование карбонатитов связано с выполнением многочисленных трещинных полостей и метасоматическим замещением ультраосновных-щелочных пород. Тектоническая подготовленность пород, выражающаяся в появлении сетки трещин, происходит еще до процесса карбонатитообразования и нередко продолжается на протяжении всего периода формирования рудных карбонатитов. При этом на ранних этапах и стадиях оруденение, как правило, контролируется трещинами кольцевого типа с образованием неполноцилиндрических и конических тел редкометалльных карбонатитов, тяготеющих преимущественно к периферии ультраосновных-щелочных массивов. В более поздние этапы рудообразования смещается к центру массивов и нередко происходит в трещинных полостях линейного типа.

Распределение тантало-ниобатов в пределах рудных тел неравномерное. Наблюдаются бедные и обогащенные ими участки — рудные столбы. В зависимости от структурных условий образования богатых тантало-ниобиевых руд выделяются три типа рудных столбов: 1) рудные столбы, образованные в результате пространственного совмещения карбонатитов двух рудных стадий; 2) рудные столбы в узлах сочленения и пересечения рудоконтролирующих тектонических трещин; 3) рудные столбы в центральных частях крупных жилеобразных тел.

Наиболее продуктивные рудные столбы проявлены там, где отмечается сочетание указанных благоприятных структурных условий.

Наряду с трещинными структурами определенное значение в размещении оруденения имели физико-механические свойства пород, и в первую очередь пористость, определяющая проницаемость породы и

способность ее к деформации (Фролов, 1975).

Необходимо подчеркнуть важную роль интраминерализационных подвижек в ходе рудообразования. Они создают в одних местах условия сжатия, в других — растяжения, обуславливая тем самым «перекачку» растворов из участков высокого в участки низкого давления. Наиболее значительные подвижки приводят к вскрытию трещинами рудоносного потока на протяженном интервале, что соответственно определяет значительный вертикальный размах оруденения. Эти подвижки связаны либо с проявлением эруптивных взрывов, либо с тектоническими перемещениями блоков пород по разломам.

Продолжительность подвижек и перерыва между ними определяют, по-видимому, степень дифференцированности минерализующего раствора и степень стадийности карбонатитового процесса. Поэтому в ультраосновных-щелочных массивах, в которых ход минералообразования не сопровождается проявлением взрывных и тектонических деформаций вмещающих пород, возникли карбонатиты менее разнообразного состава, чем в случае широкого развития интраминерализационных подвижек.

Показательным примером обстановки первого типа служит Большешагнинский массив, карбонатиты которого представлены преимущественно кальцитовыми разновидностями с гематит-флюоритовой минерализацией. Положение этого массива вне зоны разлома, его зонально-кольцевое строение, отсутствие взрывных явлений и тектонических подвижек в ходе карбонатитообразования объясняют столь однообразный состав оруденения. Напротив, другой массив, приуроченный непосредственно к зоне разлома, характеризовался формированием трубок

карбонатитовых брекчий и тектонической деформацией ранних кальцитовых карбонатитов с образованием поздних линейных трещинных тел кальцитовых и анкеритовых карбонатитов. Это привело к многостадийному проявлению карбонатитового процесса и соответственно разнотипному составу рудной минерализации: апатит-магнетитовой, пирокслогатчеттолитовой, паризит-бастнезит-монацитовой, галенит-сфалеритовой. Таким образом, интраминерализационным подвижкам принадлежит важная роль в развитии стадийности карбонатитового процесса и, следовательно, в проявлении типов оруденения.

Источник оруденения

Важной проблемой петрогенезиса формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов является проблема их металлогенической специализации. Вместе с тем эта проблема источника рудных элементов чрезвычайно сложна и трудно разрешима. В настоящее время можно высказать лишь следующие соображения.

Среди всей суммы рудных элементов, образующих существенные концентрации в пределах комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, можно выделить две группы: 1) Ti, Fe, P, Nb, Ta, TR, Zr, Sc, Sr, Ba; 2) Th, U, Cu, Pb, Zn, Mo.

Первая группа элементов характерна для рассматриваемых комплексов пород и как показал А. А. Кухаренко и др. (Металлогенические особенности..., 1971) на примере восточной части Балтийского щита, обогащенность комплексов этими элементами обусловлена их высоким содержанием в подкоровом субстрате, а также связана с особенностью механизма концентрации рудных элементов в продуктах селективного плавления этого субстрата.

Элементы второй группы менее характерны и имеют, вероятнее всего, смешанный мантийно-коровый источник: их концентрация в ультраосновных-щелочных породах и карбонатитах не обходилась без процессов экстракции из пород гранитного слоя на пути проникновения родоначальной магмы в верхние горизонты земной коры.

В этой связи месторождения элементов второй группы скорее носят не систематический, а случайный характер. Так из 160 массивов месторождения меди известно лишь в одном (Палабора, ЮАР), рудопроявления меди — в трех массивах (Биверхаус, Канада; Букусу, Уганда; Ковдор, СССР), свинца и цинка — также в одном (Восточная Сибирь), а торий, уран и молибден образуют локальные скопления лишь в масштабах рудопроявлений.

Наоборот, рудные элементы первой группы определяют металлогеническую специализацию и потенциальную рудоносность ультраосновной-щелочной формации пород. Статистические данные показывают, что встречаемость их месторождений в массивах рассматриваемого типа не опускается ниже 10%, а для фосфора и ниобия она составляет 40—50%, т. е. месторождения пироклора и апатита проявлены в каждом втором массиве. При этом титан и железо образуют значительные концентрации главным образом в связи с ультраосновной серией пород.

В ходе дифференциации магмы щелочные расплавы все более обогащаются редкими металлами. Однако степень их концентрации зависит от интенсивности рудообразующих процессов, обусловленной физико-химическими и структурными факторами. А. А. Кухаренко предложил условно оценивать интенсивность рудообразования минерогеническим индексом, под которым он понимает «долю какого-либо компонента, сос-

редоточенного в пределах обособленных рудных тел, по отношению к общему количеству этого компонента во всем интрузивном комплексе или формации» (Металлогенические особенности..., 1971, с. 257).

Несмотря на общность геохимической специализации, каждая из провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов имеет свои особенности в характере и масштабах оруденения, что является уже в значительной мере результатом интенсивности собственно рудообразующих процессов. Так, например, для комплексных массивов Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций характерны значительные масштабы развития перовскит-титаномагнетитовой, апатит-магнетитовой и флогопитовой минерализации. Напротив, массивы той же геологической формации в Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинциях в основном являются носителями редкометальных месторождений.

Возникает вопрос, чем обусловлено это различие в характере и масштабах оруденения материнских массивов единой формации. Очевидно, здесь «повинны» в основном два фактора — величина эрозийного вскрытия рудоносного массива и степень магматической дифференциации.

Влияние первого фактора уже рассматривалось. Что касается интенсивности процессов магматической дифференциации и их влияния на рудообразование, то они могут быть показаны на примере уже упомянутых провинций. С этой целью построены соответствующие вариационные кривые по средним содержаниям ряда химических элементов в определенных петрографических группах пород для четырех провинций СССР — Маймеча-Котуйской, Карело-Кольской, расположенных в пределах платформ, и Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской, приуроченных к складчатому обрамлению платформ.

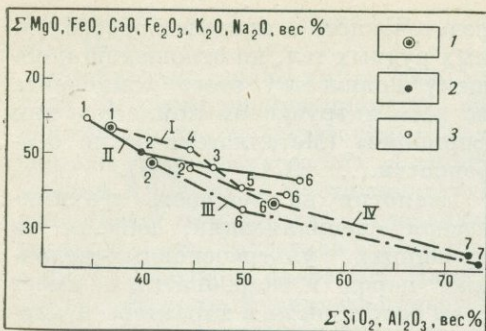


Рис. 14. Изменение средних содержаний щелочных и фермических окислов в зависимости от кислотных окислов в сериях ультраосновных-щелочных пород ряда провинций СССР.

Провинции: I — Маймеч-Котуйская, II — Карело-Кольская, III — Восточно-Саянская, IV — Сетте-Дабанская. Относительная распространенность серий пород (в % от общей их площади): 1 — более 50%; 2 — 30—40%; 3 — 5—25%. Ультраосновные-щелочные породы (цифры на диаграмме): 1 — оливиниты, 2 — пироксениты, 3 — нефелиновые пироксениты, 4 — нефелиновые пироксениты, 5 — оливиниты меланефелиниты, 6 — ийолит-мельтейгиты, 7 — сиеениты

Эти диаграммы показывают изменение средних содержаний щелочных и фермических окислов в зависимости от содержания кислотных окислов ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$). Полученные кривые отражают направление и интенсивность (крутизна наклона к оси абсцисс) магматической дифференциации (рис. 14).

Более высокий градиент дифференциации¹, характерный для Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций, — свидетельство того, что в них полнее проявились процесс разделения родоначального вещества на отдельные типы пород и, соответственно, процессы аутометасоматоза и постмагматической минерализации. Меньшая степень дифференциации мантийной магмы в условиях Карело-Кольской и Маймеч-Котуйской провинций обусловила

¹ Изменение содержания щелочных и фермических окислов при возрастании количества кислотных окислов на 1%.

преимущественное развитие ультрабазитов и ийолит-мельтейгитов и связанных с ними магматических (перовскит-титаномагнетитовых) и ранних высокотемпературных гидротермальных руд (магнетита, апатита, флогопита). Тогда как полно дифференцированные комплексы Восточного Саяна и Сетте-Дабана наряду с уюмянутой минерализацией, больше имеющей минералогический интерес, несут существенные концентрации пироксидов-гатчеттолита, паризита и других редкометалльных минералов, а также сфалерита, галенита, флюорита и барита.

Резюмируя основные закономерности размещения оруденения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, можно прийти к следующему заключению.

1. Эндогенное оруденение характеризуется значительной глубиной распространения, нижняя граница которого опускается до 8—10 км и, возможно, более. Большая глубина развития оруденения обусловлена особенностями образования материнских массивов, приуроченных к глубинным разломам. Если при этом иметь в виду многоэтапность формирования массивов, образовавшихся при участии промежуточных магматических камер, то станет понятным большой суммарный вертикальный размах оруденения, который еще более возрастает с учетом колонки руд магматического генезиса, какими являются перовскитовые и титаномагнетитовые месторождения, составляющие корневые части общей рудной колонки, и надапикальных жильных ториево-редкоземельных месторождений, залегающих во вмещающих породах кровли рудоносных массивов.

2. На этом значительном интервале проявлена вертикальная зональность в размещении месторождений разных полезных ископаемых, которая выражается в положении флюорита

ритовых, гематитовых, баритовых и ториево-редкоземельных месторождений — наверху, пироклор-гатчеттолитовых и апатит-магнетитовых — в середине и перовскит-титаномангнетитовых — внизу.

3. Горизонтальная зональность оруденения хотя и проявлена, но не подчинена единой закономерности.

4. Среди факторов, определяющих глубину оруденения, существенная роль также принадлежит степени дифференциации родоначальной магмы, масштабам замещения и регенерации магматических месторождений гидротермальными растворами, глубине эрозии рудоносных массивов и структурной обстановке их формирования в верхнем ярусе земной коры.

5. Вертикальная и горизонтальная зональность в распределении месторождений разных полезных ископаемых осложняется и нарушается в связи с влиянием локальных структурных и физико-химических факторов, контролирующих оруденение в конкретных массивах. Особенности локализации и состава постмагматических месторождений обусловлены: 1) предрудной тектонической подготовкой вмещающих пород, проявляющейся в возникновении системы крупных трещин, зон дробления и интенсивной трещиноватости, в возникновении узлов пересечений разнонаправленных тектонических нарушений; 2) многоэтапностью и многостадийностью рудообразующих процессов, изменением во времени температуры и щелочности параметров этих процессов; 3) разнообразием в составе исходных пород, определившем широкие вариации в изменении состава и рН растворов при их взаимодействии с исходными породами.

Все эти факторы обусловили сложную морфологию тел рудоносных карбонатитов. Еще более сложными оказываются контуры промышленных руд, устанавливаемые на основа-

нии кондиций. Однако распределение оруденения в карбонатитах контролируется в общем теми же факторами, что и в других постмагматических месторождениях.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Анализ всей суммы факторов, влияющих на размещение провинций и отдельных рудоносных массивов, а в их пределах — месторождений и рудных тел, позволяет разработать комплекс региональных критериев их поисков.

Региональные поисковые критерии

Первые региональные обобщения по закономерностям размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов с вытекающими отсюда поисковыми критериями были сделаны Ю. М. Шейнманном (1962). Он выделил три типа провинций в зависимости от их пространственной позиции относительно основных структур земной коры: краевые части платформ, зоны сочленения платформ и областей завершенной складчатости, зоны сквозных структурных разломов. В последнее время дополнительно выделены провинции срединных массивов. Важное значение для ограничения территорий под поиски новых провинций и отдельных массивов имеет знание генетической природы и возраста структур, контролирующих развитие ультраосновного-щелочного магматизма.

В общей истории развития земной коры масштабы проявления ультраосновного-щелочного магматизма последовательно нарастают, начиная с конца докембрия до кайнозоя включительно, по мере охвата фронтом активизации все больших территорий устойчивых областей земной коры. При этом в соответствии с продвиже-

нием фронта активизации находилось и пространственное развитие ультраосновного-щелочного магматизма. Концентрированное проявление магматизма происходило в зонах растяжения земной коры, поэтому провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов отчетливо контролируются структурами рифтового типа. Развитие этих структур тесно связано с внутренним строением фундамента платформ и обычно определяется пространственным положением и ориентировкой древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов в периоды активизации платформ.

Установленная ранее Ю. М. Шейнманном (1962) глобальная закономерность пространственного размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов вместе с указанными дополнениями структурно-генетического порядка позволяет глубже понять условия проявления ультраосновного-щелочного магматизма, сосредоточить поиски новых провинций и отдельных массивов на более локальных площадях. На территории СССР среди перспективных периферических участков Русской и Сибирской платформ наиболее возможны открытия массивов рассматриваемого типа в пределах рифтоподобных структур Кандалакшского грабена (южное побережье Кольского полуострова, острова и Онежский полуостров), Тиманский, Днепровско-Донецкий, Сетте-Дабанский авлакогены. Не исчерпаны перспективы обнаружения массивов и в областях краевого шва по периферии Сибирской платформы, особенно в той части, где он отграничивает ее от Енисейско-Саянско-Байкальского складчатого обрамления.

В качестве региональных поисковых критериев могут быть использованы пространственные соотношения в развитии полей траппов, кимберлитовых трубок, трубок пикри-

товых порфиров и массивов ультраосновных-щелочных пород.

1. На платформах ультраосновные-щелочные массивы тяготеют к их краям, а кимберлитовые трубки — к центральным частям.

2. Трубки и дайки пикритовых порфиров-альнеитов располагаются не только в пределах ультраосновных-щелочных массивов, но и часто являются их спутниками, образуя крупные поля и зоны, трассирующие провинции развития ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

3. В провинциях сквозьструктурных разломов поля распространения кимберлитов и ультраосновных-щелочных пород сближены или даже совмещены. Однако в отличие от карбонатитосодержащих ультраосновных-щелочных массивов трубки кимберлитов, пространственно тяготея к рифтам, не находятся в них непосредственно.

4. Траппы и комплексы ультраосновных-щелочных пород, как показал Ю. М. Шейнманн, либо совсем независимы (провинции Степного Запада) или приурочены к краям базальтовых областей (Маймеча-Котуйская, Восточно-Бразильская, Индийская и другие провинции). Во всяком случае, большие поля базальтов считаются бесперспективными на выявление в них ультраосновных-щелочных массивов (Шейнманн, 1962).

При поисках важно помнить, что массивы не всегда имеют выход на дневную поверхность, поэтому перспективы выявления связанных с ними скрытых рудных месторождений имеются в пределах уже известных провинций, в первую очередь в Восточно-Саянской, Сетте-Дабанской и Тиманской, где фиксируются косвенные признаки наличия не выходящих на поверхность массивов. Необходимо учитывать возможность открытия погребенных массивов. Как известно, древние глубинные разломы

получили свое отражение в чехле платформ, так как играли определяющую роль при заложении и формировании платформенных прогибов. Например, в пределах Сибирской платформы вдоль древних субмеридиональных разломов произошло прогибание западной ее части с образованием Тунгусской синеклизы. Обстановка растяжения в ходе формирования прогибов способствовала интенсивному проявлению траппового и ультраосновного-щелочного магматизма. Очевидно, масштабы развития последнего не ограничиваются известными провинциями. Значительная часть их не доступна для наблюдения и относится к типу погребенных провинций, приуроченных к областям, не испытавшим поднятия в мезо-кайнозой и не вскрытым современным эрозионным срезом. Такими являются, по-видимому, области по восточной, южной и западной периферии Русской платформы, северо-восточная окраина Сибирской платформы, область прогиба Сан-Франциску — Парнаиба — Мараньян в Южной Америке. Первоочередной интерес для поисков представляют территории с незначительной мощностью осадочного чехла, поэтому подавляющая часть указанных выше областей, характеризующаяся большой мощностью перекрывающих отложений, в настоящее время не может быть рекомендована для опосредования.

Локальные поисковые критерии

Поисковым критериям посвящена немногочисленная литература советских ученых. В отдельных работах Л. С. Бородина (1957 г.), А. А. Кухаренко (1958 г.), Л. К. Пожарицкой, А. А. Фролова и Е. М. Эпштейна (1961) рассматривались критерии поисков главным образом редкометалльных карбонатитов. К настоящему времени в связи с разведкой и

эксплуатацией других полезных ископаемых в карбонатитах, ультраосновных-щелочных породах накопился новый фактический материал, позволяющий разработать ряд геолого-структурных, петрографических, геохимических и геофизических критериев поисков и оценки месторождений разнообразных видов минерального сырья. Основой разработки этих критериев явилось выявление общих закономерностей размещения минеральных месторождений, определяющих вертикальную и горизонтальную зональность оруденения. Вместе с тем ни один из них не является универсальным.

Пространственную позицию, масштабность и тип оруденения можно определить, пользуясь комплексом поисково-оценочных признаков и критериев (табл. 6). Промышленные проявления каждого типа минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития. В связи с этим в зависимости от глубины эрозионного среза массива выход его на поверхность будет характеризоваться определенным комплексом пород и связанных с ними полезных ископаемых: существенно ультрабазитовые массивы перспективны на титан, железо, фосфор, флогопит (вермикулит); сиенитовые — на тантал, ниобий, цирконий; карбонатитовые (кальцитовые) — на ниобий, тантал, уран, фосфор; карбонатитовые (кальцит-доломит-анкеритовые) — на редкие земли, флюорит, барит, сульфиды меди, свинца и цинка. Следовательно, чем сложнее состав материнских массивов, тем разнообразнее набор связанных с ними полезных ископаемых.

На этапе крупномасштабных поисково-съемочных работ и предварительной разведки выявленных месторождений следует расчленить силикатные и карбонатные породы, установить генетический тип оруденения

ТАБЛИЦА 6. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НА КОМПЛЕКС ПОЛЕЗНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Поисковые критерии		Промышленная					
		докарбонатитовая			связанная		
		Флогопит (вермикулит)	Титано-магнетит	Перовскит (диэназит)	Гагчеттолит	Пироклор	
Геологические	Уровень эрозионного среза						
	Кровля слепых массивов						
	Вулканические комплексы, практически не эродированные					+	
	Малый срез (фации порфировых и гипабиссальных интрузий)				+	+	
	Средний срез (гипабиссальная и мезоабиссальная фации)	+	+	+	+	+	
	Глубокий срез (абиссальная и ультраабиссальная фации)	+	+	+			
	Структурная позиция						
Преимущественно в центре массивов		+	+		+		
Преимущественно по периферии массивов	+			+			
Петрографические	Слабо или почти не дифференцированный комплекс (преимущественно ультрабазиты)	+	+	+			
	Полно дифференцированный комплекс пород (ультрабазиты — ийолиты — сиениты — карбонаты)				+	+	
	Преобладание кальцитовых разновидностей карбонатитов				+	+	
	Преимущественное развитие анкеритовых, сидеритовых карбонатитов						
	Метасоматические процессы	Ослоденение и амфиболизация ультрабазитов	+	+	+		
		Альбитизация сиенитов				+	+
		Окварцевание и флюоритизация					

ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С ФОРМАЦИЕЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ

минерализация										
с ранними карбонатитами			связанная с поздними карбонатитами							сквозная минерализация
Циркон	Бадделейт	Магнетит	Барит	Монацит	Карбонаты редких земель	Флюорит	Сульфиды Cu, Zn, Pb	Гематит	Колумбит-зирконный пироклор	Апатит
				+	+	+				
			+	+	+	+		+	+	+
+			+		+	+	+	+	+	+
+	+	+					+			+
			+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	+								+
			+	+	+	+	+	+	+	
+										
			+	+	+	+	+	+		

Поисковые критерии		Промышленная					
		докарбонатитовая			связанная		
		Флюопит (вермикулит)	Титано-магнетит	Перовскит (диэналит)	Гатчеттолит	Пирохлор	
Геохимические	Радиоактивность	урановой природы				+	
		ториевой природы					+
		смешанной природы				+	+
	Ореолы рассеяния	Ниобий и тантал				+	+
		Редкие земли					
		Марганец и железо					
Стронций и барий							
Фосфор	+	+	+	+	+		
Геофизические	Магнитная аномалия	+	+				
	Радиометрическая аномалия				+	+	
	Магнитно-радиометрическая аномалия				+	+	

и оконтурить рудные тела. Практика показывает, что решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнитно- и радиометрических съемок (Вахромеев, 1960). Наземные магнитометрические съемки позволяют уточнить границы скрытых под наносами частей массивов по резко пониженным значениям ΔZ вмещающих пород рамы, а нередко и выделить внутри массива различные типы силикатных пород и поле карбонатитов, а последние расчленить на анкеритовые (доломитовые, сидеритовые) и кальцитовые разности. Первые обычно обладают более низкой магнитной восприимчивостью, так как содержат мало ферромагнитных

минералов; вторые характеризуются постоянным присутствием магнетита, иногда образующего существенные скопления. Расчленение пород по магнитным свойствам бывает достаточно для прогноза перспективных площадей на редкие земли (контуры распространения анкеритовых карбонатитов), железорудные и редкометалльные месторождения (различные типы кальцитовых карбонатитов).

Радиометрические аномалии интенсивностью от 100 до 500 мкР/ч и более характеризуют площади с пирохлор-гатчеттолитовой минерализацией. Л. А. Березина (1965) установила, что участки пирохлоровых руд обладают существенно ториевой при-

минерализация										
с ранними карбонатитами			связанная с поздними карбонатитами							сквозная минерализация
Циркон	Бадделейт	Магнетит	Барит	Моноцит	Карбонаты редких земель	Флюорит	Сульфиды Cu, Zn, Pb	Гематит	Колумбитизированный пирохлор	Апатит
+				+	+					
									+	
				+	+					
			+	+	+	+	+	+		
			+	+	+	+	+	+	+	
+	+	+								+
		+								
				+	+					+
		+								

родой активности, а тела гатчеттолитовых руд — урановой природой активности и, как правило, более высокой интенсивностью гамма-излучения. Таким образом, определение природы активности выделяемых аномалий открывает возможность диагностики типа оруденения. Однако далеко не все массивы обнаруживают комплексные магнитно-радиометрические аномалии. Одни из них обладают только высокой магнитностью, другие — высокой радиоактивностью. В первом случае это обычно массивы глубокого эрозионного среза с выходом пород преимущественно гипербазитовой серии; во втором случае — чаще всего массивы неглубоко вскрытые в апикальной части, где наиболее

широко развиты сиениты, карбонатиты и связанная с ними гатчеттолитовая (уран-тантало-ниобиевая) минерализация.

Помимо геолого-петрографических и геофизических критериев и признаков при поисках существенную роль играют минералого-геохимические исследования, преследующие цель выявления первичных и вторичных ореолов рассеяния типоморфных элементов для рассматриваемого типа массивов и связанного с ними оруденения. При металлометрической съемке отчетливо оконтуриваются площади развития карбонатитов по повышенным содержаниям в почвенно-растительном слое фосфора, ниобия, урана, тантала, железа, редких

Поисковые критерии		докарбонатитовая			связанная			
		Флогопит (вермику- лит)	Титано- магнетит	Перовскит (дианацит)	Гатчет- толит	Пироклор		
Геохимические	Радиоактивность	урановой природы				+		
		ториевой природы						+
		смешанной природы				+	+	
	Ореолы рассеяния	Ниобий и тантал				+	+	
		Редкие земли						
		Марганец и железо						
		Стронций и барий						
		Фосфор	+	+	+	+	+	
	Геофизические	Магнитная аномалия	+	+				
		Радиометрическая аномалия				+	+	
Магнитно-радиометрическая аномалия					+	+		

и оконтурить рудные тела. Практика показывает, что решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнитно- и радиометрических съемок (Вахромеев, 1960). Наземные магнитометрические съемки позволяют уточнить границы скрытых под наносами частей массивов по резко пониженным значениям ΔZ вмещающих пород рамы, а нередко и выделить внутри массива различные типы силикатных пород и поле карбонатитов, а последние расчленил на анкеритовые (доломитовые, сидеритовые) и кальцитовые разности. Первые обычно обладают более низкой магнитной восприимчивостью, так как содержат мало ферромагнитных

минералов; вторые характеризуются постоянным присутствием магнетита, иногда образующего существенные скопления. Расчленение пород по магнитным свойствам бывает достаточным для прогноза перспективных площадей на редкие земли (контурные распространения анкеритовых карбонатитов), железорудные и редкометалльные месторождения (различные типы кальцитовых карбонатитов).

Радиометрические аномалии интенсивностью от 100 до 500 мкР/ч и более характеризуют площади с пироклор-гатчеттолитовой минерализацией. Л. А. Березина (1965) установила, что участки пироклоровых руд обладают существенно ториевой при-

минерализация

с ранними карбонатами			связанная с поздними карбонатами								сквозная минерализация
Циркон	Бадделейт	Магнетит	Барит	Монацит	Карбонаты редких земель	Флюорит	Сульфиды Cu, Zn, Pb	Гематит	Колумбит-зирконный пирохлор	Апатит	
+				+	+						
									+		
				+	+						
			+	+	+	+	+	+			
			+	+	+	+	+	+	+		
+	+	+								+	
		+									
				+	+					+	
		+									

родой активности, а тела гатчеттолитовых руд — урановой природой активности и, как правило, более высокой интенсивностью гамма-излучения. Таким образом, определение природы активности выделяемых аномалий открывает возможность диагностики типа оруденения. Однако далеко не все массивы обнаруживают комплексные магнитно-радиометрические аномалии. Одни из них обладают только высокой магнитностью, другие — высокой радиоактивностью. В первом случае это обычно массивы глубокого эрозионного среза с выходом пород преимущественно гипербазитовой серии; во втором случае — чаще всего массивы неглубоко вскрытые в апикальной части, где наиболее

широко развиты сиениты, карбонаты и связанная с ними гатчеттолитовая (уран-тантало-ниобиевая) минерализация.

Помимо геолого-петрографических и геофизических критериев и признаков при поисках существенную роль играют минералого-геохимические исследования, преследующие цель выявления первичных и вторичных ореолов рассеяния типоморфных элементов для рассматриваемого типа массивов и связанного с ними оруденения. При металлотрической съемке отчетливо оконтуриваются площади развития карбонатитов по повышенным содержаниям в почвенно-растительном слое фосфора, ниобия, урана, тантала, железа, редких

земель, марганца, стронция и бария (Вахромеев, 1960).

В ряде случаев полезными оказываются геоморфологические критерии. Площади развития рудных карбонатитов обычно характеризуются отрицательными формами рельефа, коренные породы задернованы или перекрыты современными речными и озерными отложениями. В этих случаях на наличие карбонатитов среди ультраосновных-щелочных пород могут указывать сухие интервалы долин ручьев, пересекающих массив, что обусловлено карстовыми явлениями в карбонатитах.

Из всех поисковых критериев только некоторые могут иметь оценочное значение. В частности, сам факт установления вертикальной зональности состава комплексов, слагающих массивы, и связанных с ними полезных ископаемых позволяет целенаправленно подходить к оценке их промышленных перспектив. Автором выявлен ограниченный комплекс наиболее информативных признаков и критериев, а основная масса геологических данных при прогнозно-оценочном анализе «не работает», хотя в определенном сочетании друг с другом некоторые из них имеют поисковое значение. В этом отношении применение математического аппарата значительно расширяет возможности прогнозирования месторождений и оценки их промышленных перспектив за счет привлечения более широкого круга геологических признаков, отражающих, помимо указанных в табл. 6, размеры массивов и карбонатитовых тел, их форму, строение, состав и т. д. (Фролов и др., 1974).

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геолого-исследовательский процесс во времени обычно распадается на три этапа: геологическую съемку,

поиски и разведку. Проведение геологической съемки любого масштаба должно заканчиваться металлогеническим и прогнозным анализом закартированной территории. Прогнозные и металлогенические исследования можно разделить на три стадии. В первую стадию на основе геологических карт масштаба 1:1 000 000—1:500 000 выделяются провинции и районы развития рудоносных щелочно-ультраосновных массивов. Во вторую стадию на основе геологического картирования масштаба 1:200 000—1:50 000 выделяются площади под поиски отдельных рудоносных массивов и дается общая оценка их промышленных перспектив. Эти задачи решаются в ходе выяснения положения региональных тектонических структур и их частных элементов, определяющих пространственную позицию комплексов и их разновременных членов, а также уровней эрозионного среза массивов в связи с последующими перемещениями блоков в зонах локализации массивов. На третьей стадии, представляющей высшую ступень прогнозно-металлогенических исследований, анализируются минеральные парагенезисы во всех образованиях массива, намечаются закономерности локализации различных продуктивных минералов. Все это позволяет выделить в пределах рудных массивов локальные площади разной степени перспективности на различные типы месторождений, наметить очередность и объемы поисково-разведочных работ.

Региональное прогнозирование основывается на данных геологического картирования тектонических структур с применением необходимых методов структурного анализа. В результате таких исследований определяются особенности морфологии и генезиса тектонических структур и кинетики их развития, влияющие на расположение магматических ком-

плексов и на их внутреннее строение. С другой стороны, стратиграфо-тектоническое положение различных формаций чехла платформы (или ее доколя) в зонах формирования подобных комплексов позволяет установить особенности истории послеприфузивного периода эволюции (в том числе эрозионного среза) массивов или их частей. Важнейшими структурно-тектоническими элементами региональных карт прогноза во всех случаях являются различные по своему порядку, морфологии и генетическим особенностям линии дизъюнктивных нарушений, отделяющие структуры древних щитов от примыкающих к ним зон консолидированной складчатости, подчеркивающие различные детали тектоники зон сквозьструктурных разломов (типа африканских рифтов) и др. Положение скрытых разломов подобного типа, в разной мере залеченных, нередко передают те или иные детали структуры перекрывающих отложений платформенного чехла, иногда это вулканоструктуры с ассоциациями эффузивных, субвулканических и интрузивных образований семейства габброидов и гипербазитов повышенной щелочности. В ряде районов такого типа скрытые разломы отражают (независимо от времени их заложения и возраста перекрывающих отложений) определенные неотектонические формы рельефа. Непосредственные участки развития карбонатитов в ряде случаев выражены карстовыми формами микрорельефа, теми или иными признаками депрессивного развития соответствующих участков гидросети — вот почему некоторые формы неотектоники могут служить важными элементами прогнозных карт.

При среднемасштабном прогнозировании необходимо учитывать, что непосредственное положение комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов обычно опре-

деляется узлами пересечений глубинных разломов с некоторыми древними, но обновленными элементами структур вмещающего их континента: границами разновременных формаций, тектоническими границами древних подвижных поясов, краевых поднятий платформ, древних грабенов и т. п. В узлах пересечений тектонических элементов локализованы магматические и метасоматические образования, представляющие собой ассоциацию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, включая сопутствующий им комплекс минеральных месторождений: пироксеновые и гатчеттолитовые карбонатиты (часто с апатитом), редкоземельные анкеритовые карбонатиты, магнетитовые и гематитовые железорудные залежи, карбонатные и силикатные породы, обогащенные флюоритом, флогопитом, вермикулитом, и другие типы полезных ископаемых.

Детальное прогнозирование опирается на материалы структурного, петрографического, геофизического и геохимического изучения массивов на основе детального картирования всех разновидностей (доступных при выбранном масштабе карт) магматических и послемагматических образований.

На площадях развития комплексных месторождений карбонатитовой формации любого типа специализированные карты будут отличаться весьма специфической нагрузкой. На детальной карте прогноза (насколько это позволяет масштаб карты) желательно отразить размещение всех основных типов пород, что само по себе определяет те или иные особенности рудоносного массива.

Рассматриваемые рудоносные комплексы характеризуются чрезвычайно сложным геологическим строением и исключительной пестротой вещественного состава в связи с их многофазным формированием. Поэтому в отличие от сложной геологической

карты, на которой расчленение магматических и метасоматических образований производится весьма детально, металлогеническая карта там, где это не составит ущерба ее основному содержанию, должна быть упрощена по фактической нагрузке. При металлогеническом анализе возможно объединение родственных магматических и метасоматических образований в металлогенические группы, если это подчеркивает их связь с геологическими структурами.

При разработке комплекса поисковых критериев и признаков с целью металлогенического районирования и прогноза рудных месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, чрезвычайно важны различные минералого-геохимические и геофизические данные. Необходимыми минералого-геохимическими элементами специализированных карт, составляемых обычно в масштабах 1 : 10 000—1 : 5000, иногда 1 : 2000 и особенно важных для плохо обнаженных и слабо изученных районов, являются поля изоконцентраций тех или иных элементов-индикаторов, среди которых наиболее характерны поля стронция, цериевых редких земель, ниобия и фосфора. В ряде случаев полезно подчеркнуть степень концентрации в рыхлых отложениях (прежде всего в фациях речных долин) комплексов шликтовых минералов: апатита, пирохлора, иногда циркона, бадделеита, циркелита, перовскита, бастнезита, шорломита, барита и др. Не менее важными для таких карт являются некоторые геофизические данные, в частности магнитные и радиоактивные поля, анализ которых дает возможность получить ценные исходные положения для детального прогнозирования и оценки промышленных перспектив различного типа оруденения — магнетитового, пирохлорового, гатчеттолитового, монацито-

вого и др. В них заложена основа количественных оценок оруденения.

Одновременно с поисками обнаженных, выходящих на земную поверхность массивов уже сейчас возникает сложная задача прогнозирования и поисков скрытых и погребенных массивов и связанных с ними месторождений.

Анализ геолого-структурной обстановки, особенностей пространственного распределения магматических пород и редкометальной минерализации в районах развития массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов позволяет прогнозировать слепые массивы подобного типа. В частности, на трех участках Дальнего Востока и Восточной Сибири установлено, что зоны специфической минерализации сопровождают массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и нередко прослеживаются в направлении их погружения или располагаются в их адиабатических частях и над ними во вмещающих породах кровли. Такое пространственное положение ториево-редкоземельной, барит-флюоритовой; сульфидной и другой ассоциирующей с ними минерализации, приуроченной к верхним частям массивов и к их кровле (А. А. Фролов, 1970 г.), типично для массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и обусловлено вертикальной зональностью в размещении магматических пород и связанных с ними гидротермальных производных. Следовательно, подобная минерализация, особенно в ассоциации с трубками и дайками пикритовых порфиритов и сиенитов, при развитии во вмещающих породах ореолов альбитизации, окварцевания, фенитизации, флюоритизации и карбонатизации, может служить критерием наличия на глубине ультраосновных-щелочных массивов. При этом для прогнозирования и выделения локальных площадей под поиски наряду

с вышеуказанными геолого-минералогическими могут быть использованы геохимические критерии: 1) существенно ториевая природа радиоактивности жильных проявлений; 2) комплексный цериево-иттриевый состав редких земель; 3) характерный набор элементов — Nb, Ta, Th, Sr, TR, Ba; 4) преимущественно железисто-магнезиальный состав карбонатитов (доломитовые, анкеритовые, сидеритовые).

Не менее трудной задачей является прогнозирование и поиски погребенных месторождений. Наиболее полно принципы методики глубинных поисков этого типа месторождений разработаны А. Н. Еремеевым (1963). Поиски их направляются на открытие аналогов уже известных в данном районе типов месторождений по вторичным остаточным ореолам рассеяния в коре выветривания пород. При этом в процессе поисков можно выделить следующие последовательные этапы: 1) выделение перспективных площадей для поисков по геолого-геофизическим данным; 2) подготовка площадей для поисков путем составления геолого-структурных схем и карт районирования площадей по категориям трудности описывания на основе проведения необходимого комплекса геологических и геофизических исследований преимущественно с помощью картировочного бурения; 3) собственно поиски на основе оптимальной сети скважин, геохимических и геофизических исследований; 4) оценка выявленных аномалий и рудопроявлений, т. е. устаревание их геологической позиции, связи с первичным оруденением и предварительное определение промышленной значимости.

Таким образом, прогнозирование месторождений осуществляется на основе геолого-структурной карты рудовосных комплексных массивов и целой серии специальных карт.

Только их совместный анализ обеспечивает наибольшую эффективность прогноза, который оформляется в виде кальки-накладки с выделением на ней перспективных площадей на те или иные комплексные или автономные типы руд.

Следовательно, целесообразно говорить не об одной карте прогноза, а о «картах прогноза» (Щербаков, 1952). На самих картах и в прилагаемой записке выделяются площади различной перспективности и намечаются очередность и объемы поисковых и поисково-разведочных работ. При этом важно подчеркнуть, что детальное прогнозирование не только предшествует начальной стадии поисково-разведочных работ, но осуществляется и на более поздних этапах их проведения, что совершенствует прогноз по мере накопления новых фактических данных, делая его более локальным и глубинным.

Универсальных критериев прогноза не существует. К обоснованному предсказанию масштабности и типа оруденения можно подойти, пользуясь только комплексом критериев и признаков (см. табл. 6). Например, в массиве, сложенном преимущественно ультрабазитами с развитыми пегматитами и наложенными процессами ослюденения, особого внимания заслуживают проявления флогопита, перовскита, титаномагнетита и апатита, масштабы развития которых могут быть промышленными. Наоборот, в массиве существенно сиенитового состава с развитыми в нем дайками сиенит-порфиров и крупными телами кальцитовых и анкеритовых карбонатитов указанная минерализация будет практически неперспективной. В этой ситуации интересны участки развития тантало-ниобатов, флюорита, карбонатов редких земель и др., а наличие значительных аномалий урановой природы может свидетельствовать о существенных масштабах

развития гатчеттолитовой минерализации и т. д.

В карбонатитовых массивах с ториевой природой активности ниобиевое (пироклоровое) оруденение надо искать в кальцитовых карбонатитах, а редкоземельное (монацит, паризит и др.) — в анкерит(сидерит)-доломитовых карбонатитах. При этом необходимо учитывать, что при развитии анкеритовых (доломитовых, сидеритовых) карбонатитов по кальцитовым пироклорсодержащим разновидностям обычно происходит частичная или полная колумбитизация пироклора и образование колумбитового типа руд. Тела кальцитовых карбонатитов, характеризующиеся высокими магнитными аномалиями, могут содержать апатит-магнетитовые руды.

Раньше считалось, что промышленные руды тантала и ниобия в рассматриваемых массивах связаны только с карбонатитами. В настоящее время есть основания искать их в альбитизированных сиенитах. Особенно перспективными следует считать малоэродированные массивы существенно сиенитового состава. При оконтуривании и оценке масштабов проявленных в них тонковкрапленных гатчеттолитовых руд большую помощь может оказать радиометрический метод.

Основные выводы, касающиеся закономерностей размещения массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и приуроченного к ним оруденения, а также вытекающие отсюда вопросы прогнозирования и поиска комплексных месторождений сводятся к следующему.

1. Более 20 минеральных типов месторождений, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, образуют единый рудный комплекс, подразделяемый на три рудные формации: железо-титановую (перовскит-титаномагнетитовую), флогопитовую и карбо-

натитовую, преимущественно тантало-ниобиево-редкоземельную (Nb, Ta, TR, P, Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Ca, F₂).

2. Структурная позиция рудоносной формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов определяется материковыми рифтовыми и рифтоподобными зонами растяжения устойчивых областей земной коры, унаследовавшими пространственное положение древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов. За исключением Антарктиды, проявления этой формации известны на всех континентах земного шара: большинство их концентрируется в пределах 20 провинций, расположенных на Африканской, Русской, Сибирской, Северо- и Южно-Американской платформах при сосредоточении подавляющей массы массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в участках стыка разнонаправленных рифтов, их расщепления и пересечения поперечными разломами. При этом в ходе развития земной коры отмечается последовательное смещение максимума ультраосновного-щелочного магматизма от краев платформ и их консолидированных складчатых обрамлений к сквозьструктурным рифтовым зонам. По структурно-морфологическим особенностям проявления щелочно-ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов принадлежат к плутоническим, вулканическим и вулканоплутоническим многофазным образованиям центрального, реже линейного и комбинированного типов.

3. Потенциальная рудоносность и металлогеническая специализация формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов обусловлена высоким содержанием Ti, Fe, P, Nb, Ta, TR, Zr, Sc, Sr, Ba, F в подкоровом субстрате, что и предопределяет широкое распространение в материнских массивах месторождений этих

элементов. Другая группа элементов — Th, U, Cu, Pb, Zn, Mo — имеет, вероятно, смешанный мантийно-коровый источник, и их концентрация в массивах рассматриваемого типа не обходилась без экстракции из пород гранитного слоя. В этой связи промышленные скопления элементов второй группы носят несистематический, случайный, характер и отмечаются лишь в немногих массивах.

4. На ранних этапах формирования материнских массивов образуются главным образом магматические и автометасоматические месторождения титана, железа, фосфора, флогопита. В процессе дифференциации мантийной магмы в щелочных ее дериватах все больше концентрируется редких металлов, которые в основном и определяют металлогенический профиль постмагматической рудной формации карбонатитов.

5. В ходе многостадийного формирования карбонатитов необычайно четко проявлена эволюция рудной минерализации, развернутая во времени и в пространстве по типу прямой зональности:

1 стадия апатит-титаномагнетит-перовскитовая;

2 стадия апатит-магнетитовая и гатчеттолитовая (пирохлоровая);

3 стадия апатит-пирохлоровая;

4 стадия колумбитовая, паризит-бастнезит-монацитовая, гематитовая, флюоритовая, баритовая.

6. Большинство современных выходов массивов соответствуют поверхностному (приповерхностному) малому, среднему и глубокому уровням формирования относительно земной палеоповерхности. Сопоставление их показывает, что от верхних частей массивов к их глубинным уровням постепенно исчезают вулканические и гипабиссальные фации пород, свиты даек сменяются на единичные трещинные тела, появляются пегматиты щелочных пород, возрастает роль ультраосновных се-

рий относительно щелочных пород и карбонатитов, изменяется форма их тел и осложняется общий контур массива. Такая многоярусная структура дифференцированных массивов определяет вертикальную зональность оруденения, проявляющуюся в положении флюоритовых, баритовых и паризит-бастнезит-монацитовых месторождений преимущественно наверху, пирохлоровых (гатчеттолитовых) и апатит-магнетитовых в середине и перовскит-титаномагнетитовых главным образом внизу.

7. Общий вертикальный размах в локализации рудного комплекса составляет не менее 8—10 км, а его отдельных минеральных типов от 1—2 км для верхних частей рудоносных массивов до 3—5 км для средних и нижних их уровней. Из факторов, влияющих на глубинность оруденения, существенная роль принадлежит степени дифференциации родоначальной магмы, масштабам замещения и регенерации магматических месторождений гидротермальными растворами, глубине эрозии рудоносных массивов и структурной обстановке их формирования в верхнем ярусе земной коры, определяющей морфологический тип месторождений.

8. Сопоставление минерализации ряда наиболее полно изученных массивов из различных провинций мира показало, что промышленные проявления каждого типа минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития. В зависимости от глубины эрозионного среза массива, выход его на поверхность будет характеризоваться определенным комплексом пород и связанных с ними полезных ископаемых. Существенно ультрабазитовые массивы перспективны на титан, фосфор, флогопит (вермикулит); сиенитовые — на тантал, ниобий, цирконий; карбонатитовые (кальцитовые) — на ниобий,

тантал, уран, фосфор; карбонатные (кальцит-доломит-анкеритовые) — на редкие земли, флюорит, сульфиды меди, свинца и цинка. Таким образом, чем сложнее состав ультраосновных-щелочных карбонатных комплексов, тем разнообразнее набор полезных ископаемых.

9. Задачами исследований на этапе крупномасштабных поисково-съемочных работ и предварительной разведки первых выявленных рудопроявлений являются: расчленение силикатных и карбонатных пород, установление генетических типов оруденения, оконтуривание рудных тел. Практика показывает, что решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнито- и радиометрических съемок.

Поиски и предварительное оконтуривание рудных тел успешно могут осуществляться по первичным и вторичным ореолам рассеяния рудных элементов. В ряде случаев полезными оказываются геоморфологические критерии. Площади развития рудных карбонатов обычно характеризуются отрицательными формами рельефа. Все это в совокупности позволило разработать ряд геологических, петрографических, геохимических и геофизических признаков и критериев прогнозирования, поисков и оценки промышленных перспектив полезных ископаемых, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатов, в том числе с массивами скрытого типа.

10. Из всех поисковых критериев некоторые могут иметь оценочное

значение. В частности, сам факт установления петрографических серий пород в составе комплексов, слагающих массивы, и связанных с ними полезных ископаемых позволяет целенаправленно подходить к оценке их промышленных перспектив.

11. Научно-методической основой крупномасштабного прогнозирования являются фактические данные и теоретические положения, охватывающие широкий круг вопросов, особенно касающихся структуры и состава рудоносных массивов, их тектонической позиции, уровня эрозионного среза, зональности оруденения и его вертикального размаха.

Анализ этих материалов дает возможность получить ценные исходные положения для прогнозирования и оценки промышленных перспектив различного типа оруденения.

Прогнозирование месторождений осуществляется на основе детальной геолого-структурной карты рудоносных массивов и серии специальных карт. Только их совместный анализ обеспечивает наибольшую эффективность прогноза, который оформляется в виде кальки-накладки с выделением на ней площадей различной степени перспективности на те или иные комплексные или автономные руды. В соответствии с этим намечаются очередность и объемы поисково-разведочных работ. В ходе их проведения накапливаются новые фактические материалы, которые совершенствуют прогноз, делая его все более локальным.

ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Железо является элементом, огромная¹, притом все возрастающая потребность в котором удачно сочетается с его широкой распространенностью в земной коре (четвертое место после кислорода) и, главное, способностью к образованию значительного числа промышленных концентраций, нередко имеющих уникальный характер (например, области развития железистых кварцитов и связанных с ними богатых окисленных руд). Из довольно многочисленных железорудных формаций

практический интерес представляют те формации, с которыми связаны богатые руды ($Fe > 55\%$), используемые промышленностью без обогащения, а также руды, обогащаемые по простым схемам (табл. 7).

Советский Союз по разведанным запасам и добыче железных руд занимает первое место в мире, причем основная часть балансовых запасов (82,1%) представлена рудами, не требующими обогащения или же обогащаемыми по простым схемам. Однако все возрастающая потребность в этих рудах, а также то обстоятельство, что ряд разведанных месторождений находится в малоблаго-

¹ Мировое производство товарной железной руды в 1975 г. составило 875 млн. т.

ТАБЛИЦА 7. ОСНОВНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СССР, ТИПЫ РУД И ИХ ПРОМЫШЛЕННАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

Железорудная формация	Промышленный тип руды, не требующей обогащения или обогащаемой по простым схемам	Значимость промышленных типов руд в % от	
		общесоюзных балансовых запасов	общесоюзной добычи
(на 1/I 1974 г.)			
Железисто-кремнистая	Магнетитовые железистые кварциты	43,5	43,4
	Гематит-мартитовые руды	12,8	17,2
Титаномагнетитовая	Титаномагнетиты	9,7	9,3
Скарново-магнетитовая складчатых областей и магномагнетитовая платформенная	Магнетиты	16,1	24,2
С у м м а		82,1	94,1

приятных экономических и (или) горнотехнических условиях, обуславливают необходимость дальнейшего проведения поисково-разведочных работ по выявлению новых месторождений богатых и легкообогащаемых руд с более благоприятными экономическими параметрами и в особенности пригодных для открытой отработки.

В этих условиях особо важную роль приобретают прогнозно-оценочные работы, от результативности которых во многом зависит эффективность последующего этапа поисково-разведочных работ. Учитывая ведущую роль геофизических методов на

стадии прогнозно-оценочных работ в данном разделе книги наряду с общегеологической характеристикой рассматриваемой группы железорудных формаций подробно рассмотрены геофизические основы прогноза и оценки месторождений богатых и легкообогащаемых железных руд. На примере месторождений скарново-магнетитовых руд, приуроченных к складчатым областям, рассмотрена возможность количественной оценки степени благоприятности рудоконтролирующих факторов и учета этого показателя при количественной оценке прогнозных запасов.

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Докембрийские железисто-кремнистые формации, важнейшей составной частью которых являются железистые кварциты, известны на всех континентах, а также на дне океанов. К крупнейшим районам развития докембрийских железисто-кремнистых формаций относятся следующие платформы (и щиты): Восточно-Европейская (Украинский, Воронежский и Балтийский), Сибирская, Индостанская, Китайская, Австралийская, Африканская (Либерийский), Северо-Американская (Канадский), Южно-Американская (Бразильский и Гвианский).

Железисто-кремнистые формации обычно связаны со сложно дислоцированными эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными комплексами, иногда они встречаются и в слабо измененных осадках древних платформ.

Породы, слагающие железисто-кремнистые формации, весьма разнообразны по литологическому составу и происхождению — от типичных вулканитов (ультраосновных, основных и кислых) до чисто осадочных пород (терригенных и хемогенных). Обще-

принятая классификация железисто-кремнистых формаций, к сожалению, пока не разработана. Н. П. Семеновко (Геология осадочно-вулканогенных формаций..., 1967) выделяет четыре типа геосинклинальных железисто-кремнистых формаций: железисто-кремнисто-сланцевую, железисто-кремнисто-сланцево-кварцевую, железисто-кремнисто-метабазитовую и железисто-кремнисто-ультрабазитовую.

Г. А. Гросс (Геология и генезис..., 1972) подразделяет железисто-кремнистые формации на железисто-кремнисто-сланцевую типа оз. Верхнего (или супериор) и железисто-кремнисто-вулканогенную алгоманского типа (или киватинского, по М. С. Маркову, 1958), последняя объединяет кератофировую, метабазитовую и ультрабазитовую. Г. И. Калыев (1965) выделяет три типа железисто-кремнистых формаций: осадочный, вулканогенно-осадочный и тип джеспилитовый подформации внутри спилито-диабазовой формации.

В дальнейшем осадочную железисто-кремнистую формацию мы будем называть железисто-кремнисто-слан-

цевой, а вулканогенно-осадочные: железисто-кремнисто-кератофировой, железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-ультрабазитовой. При этом к осадочной формации следует относить те, в которых содержание вулканогенных пород не превышает первых процентов, а к вулканогенно-осадочным — с содержанием вулканогенных пород, измеряемым десятками процентов.

Во многих случаях трудно оценить количество и взаимоотношения во времени и пространстве вулканического и сланцевого материала в составе мощных толщ железисто-кремнистых пород, поэтому целесообразно применять, как это делают многие исследователи, двойные и даже тройные наименования (сланцево-кератофировая, сланцево-кератофиро-метабазитовая и др.). Если же характер вулканогенных пород неясен, то формацию следует называть общим термином — вулканогенно-осадочная железисто-кремнистая.

Осадочная железисто-кремнисто-сланцевая формация отличается наибольшей фациальной устойчивостью, большей протяженностью и мощностью отложений, повышенным содержанием железа. Образовалась она в условиях длительного прогревания обширных подводных участков за счет внутреннего земного тепла и хемогенного отложения первичных железистых и кремнистых осадков, при ограниченном поступлении вулканических материалов подводных вулканов. К этому типу относятся железисто-кремнистая толща Средней свиты криворожской серии Криворожско-Кременчугской синклинали, породы средней свиты курской серии КМА и др.

Железисто-кремнисто-кератофировая формация характеризуется парагенетическими ассоциациями кислых дацито-риолитовых лав, туфо-кератофириновых и железисто-кремнистых отложений. Формации свой-

ственна меньшая фациальная устойчивость; образовывалась она вблизи вулканических очагов и была приурочена к периодам затухания вулканизма.

На Украинском щите к железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации Н. П. Семененко относит отложения верхнеконкской серии в пределах Конкской синклинали, а также породы верхнебузулукской серии Тепловской полосы в пределах Верховцевской синклинали.

В Карелии В. М. Чернов и другие (Вулканогенные железисто-кремнистые..., 1970) выделяют сланцево-лептитовую железисто-кремнистую формацию, в которой наряду с вулканогенными развиты осадочные породы, и лептито-порфировую железисто-кремнистую формацию, где преобладают продукты кислого вулканизма. Эти формации можно отнести к сланцево-кератофировой и кератофировой формациям по вышеуказанной классификации.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация образуется в областях развития подводного вулканизма основного состава. Железисто-кремнистые породы в составе формации фациально неустойчивы и составляют 10—30% общей мощности толщ. Формация широко развита в нижней метабазитовой серии Конкской, Белозерской, Верховцевской и Сурской синклиналей Украинского щита и в михайловской серии КМА.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация распространена незначительно. Только в Конкской синклинали и на Кудашевском участке Верховцевской синклинали встречаются малорудные грубополосчатые железисто-кремнистые прослои небольшой мощности, которые чередуются с апоультрабазитовыми сланцами.

В архее и начальных этапах нижнего протерозоя в эвгеосинклинальных условиях образовались вулканогенно-осадочные месторождения

железистых кварцитов так называемого киватинского или алгоманского типа. В пределах СССР к этому типу относятся магнетитовые кварциты архейского возраста Мариупольского района Украины, тараташской свиты Южного Урала, шарыжалгайской серии Восточных Саян, а также нижнепротерозойские магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты Карелии, Кольского полуострова, метабазитовой серии Украины и михайловской серии КМА. Все они отличаются магнетитовым составом руд, глубокой степенью метаморфизма (в гранулитовой и амфиболитовой фациях), небольшими или средними мощностями пластов (первые метры, десятки метров), малыми или средними запасами (десятки или сотни миллионов тонн), сложной дислоцированностью залежей, наличием многочисленных дизъюнктивных нарушений и зон пересечений дайками главным образом основных пород.

В архейских породах Белоруссии, Молдавии и других районов известны магнетитовые рудопроявления и месторождения в орто- и парапнейсах, которые ряд исследователей относят к типу железистых кварцитов, что совершенно неправомерно, так как кварц в этих породах отмечается в небольших количествах, а в железистых кварцитах он, как правило, является преобладающим или одним из главных минералов. Кроме того, магнетит в гнейсах наблюдается в виде вкрапленников, в то время как железистые кварциты отличаются полосчатыми текстурами.

Поздний период нижнего протерозоя и средний протерозой — время образования крупных (несколько миллиардов тонн) и уникальных (десятки миллионов тонн) по запасам месторождений магнетит-гематитовых и гематит-магнетитовых кварцитов так называемого криворожского типа. Образование этих месторождений связано с накоплением мощных

толщ железисто-кремнистых отложений в миеогеосинклинальных условиях. К этому типу относятся все наиболее крупные железорудные провинции мира (Канады, США, Бразилии, Либерии, Индии, Китая, Австралии). В пределах СССР в этот период были сформированы месторождения железистых кварцитов КМА и Кривого Рога.

Верхнепротерозойские и кембрийские отложения характеризуются значительным спадом в накоплении железисто-кремнистых толщ. В эти периоды образуются главным образом гематитовые месторождения с пластами небольшой мощности, но при значительном распространении их по простиранию. Изредка встречаются гематит-магнетитовые и даже магнетитовые кварциты. Месторождения железистых кварцитов, образованные в позднем протерозое, обычно имеют запасы в десятки и сотни миллионов тонн, редко 1—2 млрд. т, как, например, месторождения Центрального Казахстана и Мало-Хинганского района в Хабаровском крае.

В результате изучения распространности, возрастных и пространственных соотношений, минералогических и литологических особенностей для основных железисто-кремнистых формаций мира установлены следующие характерные признаки.

1. Типичные железистые кварциты свойственны только докембрию; закономерности их образования следует рассматривать в связи с геохимической эволюцией условий осадкообразования, атмосферы, океана и жизни на ранних этапах развития земной коры.

2. Железистые кварциты в основном являются метаморфизованными хемогенными осадками, которые были нормальными отложениями древних геосинклинальных зон.

3. Железисто-кремнистые осадки представляют собой более глубоководные образования, чем терригенные

(преимущественно сланцевые) толщи, с которыми они часто ассоциируются. Смена железисто-кремнистых осадков сланцевыми свидетельствует об изменении глубоководных условий на мелководные, а также о тектонических вертикальных переменах.

4. Нередко наблюдается прямая или косвенная (отдаленная) парагенетическая связь железистых кварцитов и вулканитов различного состава и происхождения (кислых, основных и ультраосновных).

5. Осаждение железисто-кремнистых осадков контролировалось законами химической дифференциации вещества, а терригенных осадков — законами механической дифференциации.

6. В последующих этапах диагенеза и метаморфизма осадков образовались все известные в настоящее время минеральные ассоциации железистых кварцитов зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Наиболее древние осадки подверглись метаморфизму в большей степени. Однако иногда наблюдается смена различных фаций метаморфизма по простиранию пород, что зависит не только от давления и температуры, но и от других физико-химических условий их образования (наличие восстановителей, окислителей и др.).

Исследованию генезиса железистых кварцитов посвящены ряд монографий и трудов совещаний и симпозиумов, а также многочисленные статьи. Особенно много внимания уделили изучению происхождения железистых кварцитов Я. Н. Белевцев, Г. А. Гросс, А. М. Гудвин, Г. Джеймс, М. С. Кришнан, Н. А. Плаксенко, Г. С. Сакамото, Н. П. Семененко, Н. М. Страхов, М. С. Точилин, А. Ф. Трендалл, В. М. Чернов и др. Наиболее четко представления о физико-химических условиях образования желе-

зистых кварцитов сформулировал Ю. П. Мельник (1973). Окончательное формирование месторождений железистых кварцитов происходит в процессе гранулитовой, амфиболитовой или зеленосланцевой стадий метаморфизма, поэтому месторождения железистых кварцитов по генетической классификации относят к группам осадочно-метаморфических и осадочно-вулканогенно-метаморфических пород (Белевцев, 1968; Соколов, Григорьев, 1974).

Для железистых кварцитов гранулитовой фации главными минералами являются кварц, магнетит и ромбические пироксены (гиперстен). В зернах и агрегатах магнетита обычно видны следы коррозии, замещения гиперстеном или оливином. Железистые кварциты амфиболитовой фации сложены кварцем, магнетитом, гематитом, моноклинными пироксенами. Характерно замещение гематита магнетитом, иногда с образованием мушкетовита.

Железистые кварциты зеленосланцевой фации состоят из кварца, магнетита, гематита (в верхнепротерозойских породах, как правило, одного гематита) и биотита. Главными силикатными минералами в биотит-куммингтонитовой подфации является куммингтонит, а в биотит-хлоритовой — хлорит. Отличаются кварциты слоистой и плейчатой текстурами, средне-, мелко- и тонкозернистой структурой.

Для железистых кварцитов биотит-куммингтонитовой подфации характерно полное замещение железистых и магнезиально-железистых карбонатов грюнеритом и куммингтонитом. В гематитовых и гематит-магнетитовых разновидностях кварцитов, не содержащих железистых карбонатов и силикатов, четко выражены собирательная перекристаллизация магнетита, гематита и кварца с укрупнением зерен и агрегатов. Сравнительно часто наблюдается восстановле-

ние гематита до магнетита, что приводит к образованию структур тесного взаимного прорастания магнетита, гематита и мушкетовита. В силикатных слоях местами появляются порфиробласты граната (альмандина). Иногда зерна и агрегаты магнетита содержат большие количества мелких включений кварца, образующего ситовидную или пойкилитовую структуру.

Железистые кварциты биотит-хлоритовой подфаши характеризуются резким преобладанием хлорита над биотитом, сохранностью первичных железистых карбонатов (сидерита, сидероплезита, пистомезита), микрослоистостью второго и более высоких порядков, а также тонко- и микрозернистой структурой основных минералов — кварца, гематита, железистых карбонатов и силикатов. Только магнетит, обладающий высокой кристаллизационной способностью, в значительной степени претерпевает собирательную перекристаллизацию, образуя довольно крупные правильные кристаллы и полиэдрические агрегаты различной формы: ветвистые, петельчатые и лентовидные в рудных слоях и порфиробласты — в нерудных. Минеральный состав, мощность и структура слоев в разрезе пластов кварцитов этой подфаши от подстилающих и покрывающих сланцев к центральной части закономерно изменяются: глубоко-слоистые магнетит-карбонат-силикатные или магнетит-силикат-карбонатные кварциты сменяются среднеслоистыми карбонат-магнетитовыми, средне- и тонкослоистыми магнетитовыми, тонко- и микрослоистыми магнетитовыми, тонко- и микрослоистыми гематит-магнетитовыми и гематитовыми.

Содержание железа магнетитового в магнетитовых кварцитах колеблется в пределах 16—35%, железа общего в гематитовых кварцитах — 30—45%. Сера и фосфор присут-

ствуют в незначительных количествах (0,05—0,15%).

От более древних (архейских) к более молодым (верхнепротерозойским) железистым кварцитам наблюдается снижение степени метаморфизма (от гранулитовой до зеленосланцевой фаши) и смена восстановительной среды на окислительную (от магнетитовых кварцитов в гранулитовой фаши, гематит-магнетитовых и магнетит-гематитовых кварцитов в амфиболитовой и зеленосланцевой фашиях до гематитовых кварцитов зеленосланцевой фаши в верхнепротерозойских породах).

Щелочной метасоматоз характерен для железистых кварцитов фаши зеленых сланцев, реже он проявляется в кварцитах амфиболитовой фаши и не встречается в кварцитах гранулитовой фаши. Щелочной метасоматоз усложняет минеральный состав (образуются щелочные амфиболы и пироксены, а также мелкие включения в них зерен магнетита), а при интенсивном проявлении и текстурно-структурные особенности железистых кварцитов.

Условия метаморфического преобразования железистых кварцитов могли варьировать в широких пределах — от низко- до высокотемпературных — даже на небольших расстояниях. Так, например, в пределах Криворожско-Кременчугской структурно-фашиальной зоны метаморфическая зональность хорошо прослеживается по простиранию железисто-кремнистых пород. В центральной части Криворожского бассейна развиты породы зеленосланцевой фаши, включающие сидерит, гематит, графит, хлориты. К северу и югу по простиранию гематит и сидерит постепенно исчезают, более широкое распространение получает куммингтонит. Для этих районов характерна ассоциация: магнетит + куммингтонит (с гранатом), отражающая условия амфиболитовой фаши. Далее к северу

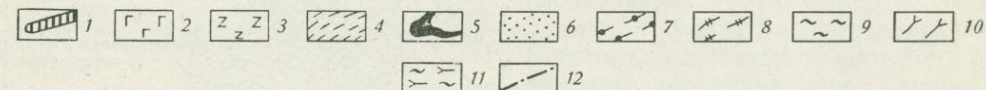
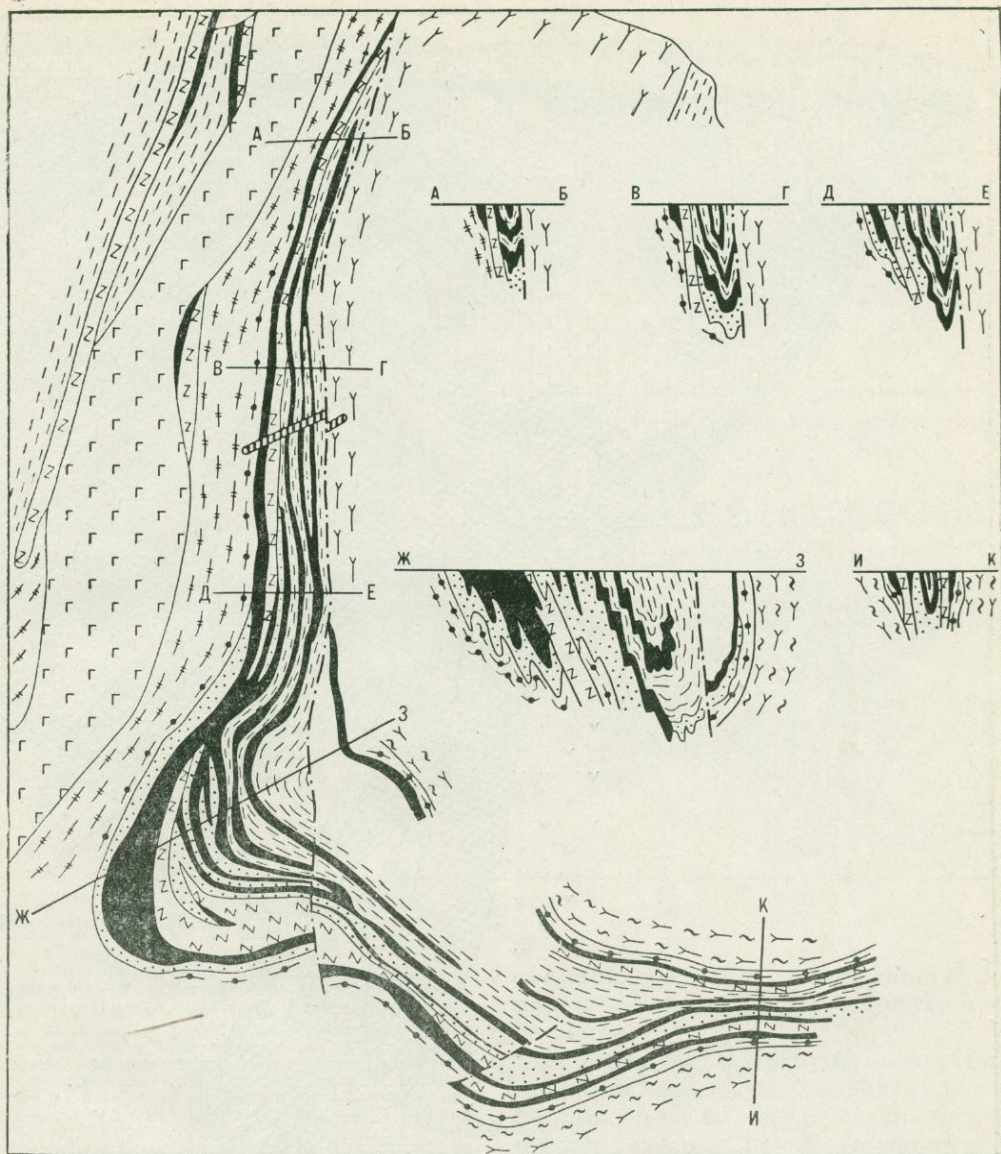
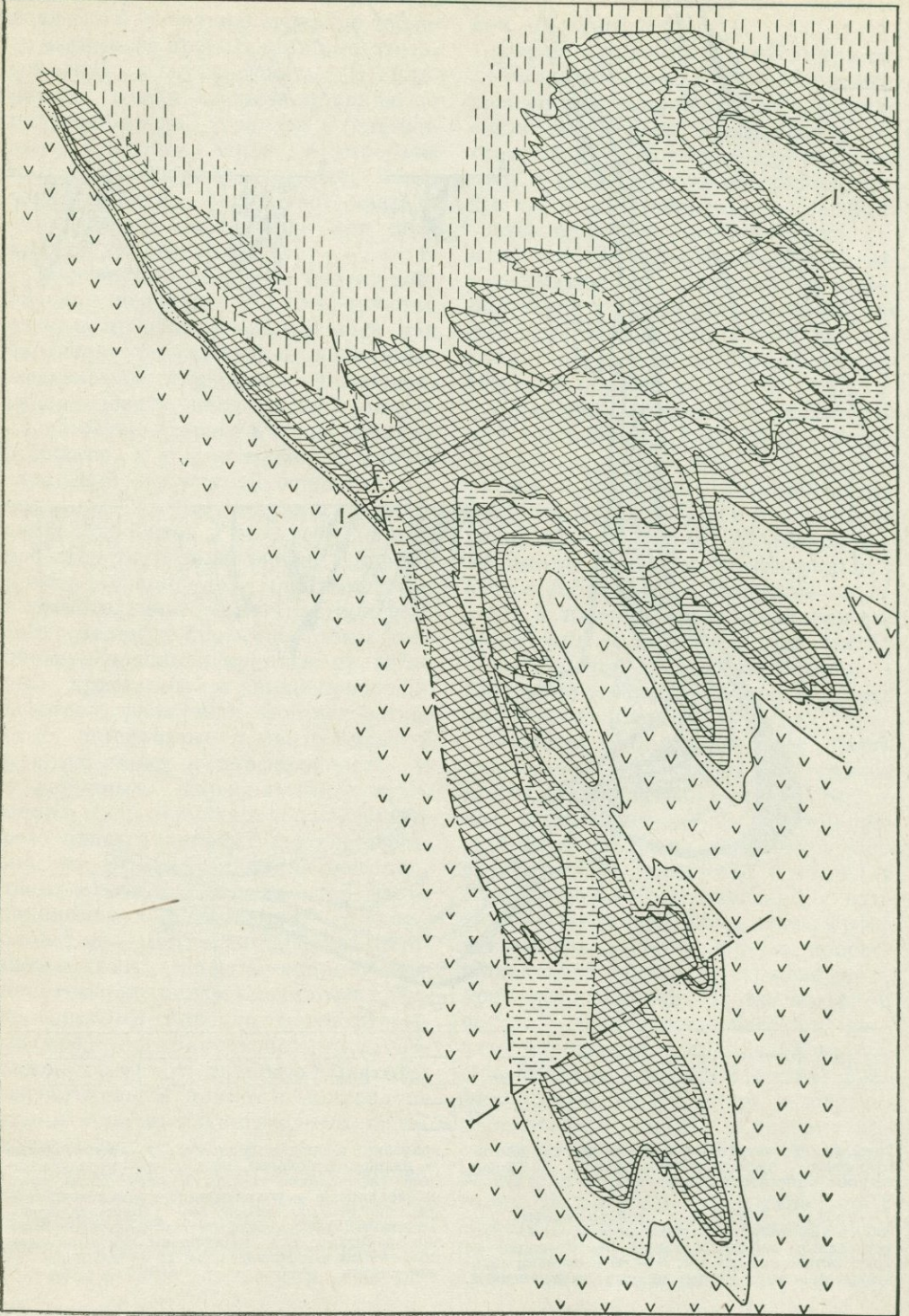


Рис. 15. Геологическая карта и разрезы Костомукшского вулканогенно-осадочного месторождения магнетитовых кварцитов. По Ю. И. Лазареву.

1 — габбро, оливиновые габбро-пориты; 2 — габбро-амфиболиты; 3 — плагиопорфиры; 4 — лептитовидные гнейсо-сланцы и биотит-кварцевые кристаллические сланцы; 5 — магнетитовые кварциты; 6 — внутриформационные конгломераты,

граувакки и слюдястые сланцы; 7 — амфиболовые и кварц-амфиболовые сланцы; 8 — нерасчлененные амфиболовые сланцы и амфиболиты орто- и парапоя; 9 — реликты толщи гранитизированных биотитовых гнейсов; 10 — гранито-гнейсовое основание, переработанное нижнепротерозойскими гранитами; 11 — гранитизированные биотитовые гнейсы и гранитогнейсы; 12 — тектонические нарушения

a



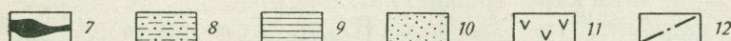
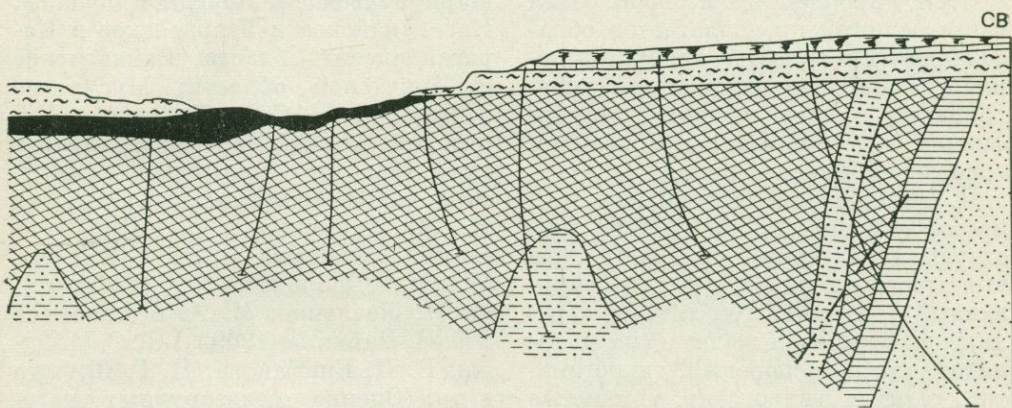
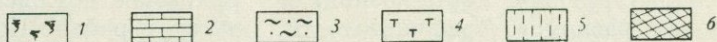
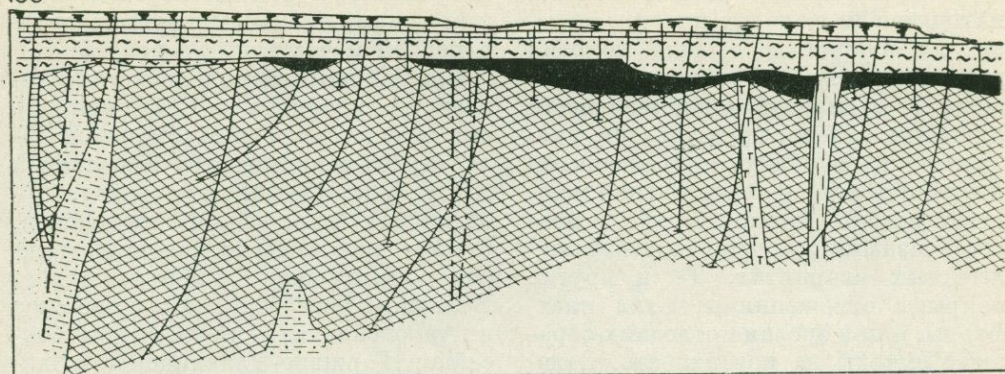


Рис. 16. Геологическая карта (а) и разрез (б) Лебединского осадочного месторождения магнетитовых кварцитов. По Н. И. Галивкину.

1 — суглинки и пески четвертичные и палеогена; 2 — мергели и мел верхнего мела; 3 — пески, глины, прослои песчаников, брекчии, осадочные руды нижнего мела, верхней юры и среднего девона; 4 — дайки диорит-порфиров, габбро-диоритов; 5 — сланцы верхней свиты курской серии; 6 — магнетитовые кварциты; 7 — богатые железные руды (показаны только на разрезе); 8 — сланцы средней свиты; 9 — сланцы нижней свиты; 10 — кварцитовидные песчаники, гравелиты нижней свиты; 11 — кварцевые порфиры, сланцы, амфиболиты михайловской серии; 12 — тектонические нарушения

амфиболитовую и зеленосланцевую фации в пределах Кременчугского бассейна.

Мартитовые и гидрогематитовые залежи 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 или продуктом гипогенного окисления.

Выделяются два основных морфологических типа залежей руд коры выветривания — плащеобразный и

эта фация по простиранию переходит в гранулитовую, представленную фаялитовыми кварцитами. Затем снова наблюдается смена на

линейный. Плащеобразные залежи находятся на головах пластов железистых кварцитов в виде пологих рудных залежей значительной площади с карманообразной подошвой; линейные залежи представлены уходящими на глубину, протяженными по простиранию и значительной мощности клино-, штоко-, столбо- и плащеобразными рудными телами в железистых кварцитах. Те и другие покрыты отложениями чехла платформ, 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 в посткембрийское время.

В минеральной ассоциации руд месторождений данной группы участвуют характерные минералы коры выветривания: мартит и мартитизированный магнетит, гематит, как реликтовый минерал железистых кварцитов, так и дисперсный, гидрогематит, гётит и гидрогётит, глинистые минералы, вторичные — пирит и карбонаты. Отмечаются маггемит, гипергенный магнетит, акцессорные — апатит, алунит и сфен. Руды характеризуются высокими содержаниями железа (50—64%), низкими содержаниями фосфора (0,03—0,08%) и серы (0,1—0,7%).

Наиболее удачная классификация докембрийских железистых пород разработана Л. Я. Ходюш (1973). В ней породы разбиты на группы в зависимости от степени окисления (неокисленные и окисленные), фации метаморфизма (гранулитовая, амфиболитовая, зеленых сланцев), а также принадлежности к первичным аутигенно-минералогическим зонам (силикатной, карбонатной, магнетитовой, гематитовой). Железистые

кварциты приурочены к трем последним зонам, а сланцы группируются в первой и частично во второй.

Важнейшими месторождениями железистых кварцитов в СССР являются: Оленегорское в Мурманской области; Костамукшское в Карельской АССР (рис. 15), Михайловское, Лебединское (рис. 16), Коробковское, Стойлинское в КМА; Новокриворожское, Ингулецкое, Скелеватское, Большая Глееватка, Первомайское и Анновское в Криворожском бассейне; Горншне-Плавнинское, Лавриковское и Еристовское в Кременчугском районе Полтавской области; Мариупольское в Донецкой области; Карсакпайское и Гвардейское в Карагандинской области, Байкальское в Иркутской области; Мугурское в Тувинской АССР; Тыйское в Бурятской АССР; Чарское в Читинской области; Ималькское в Якутской АССР. Они описаны в работах Н. М. Акименко и др. (1957 г.), Я. Н. Белевцева и др. (1962 г.), М. Н. Доброхотова (1964 г.), И. Н. Леоненко, И. А. Русиновича и С. И. Чайкина (1969 г.), Г. С. Момджи, Б. П. Епифанова, Н. Г. Шмидта и др. (Оценка железорудных месторождений..., 1970), Г. А. Соколова и В. М. Григорьева (1974), в томах «Полезные ископаемые» серии «Геология СССР», а зарубежные месторождения — в работах «Железорудные месторождения мира» (1955), «Survey of world iron ore resources» (1970 г.), «Рудные месторождения США» (1973 г.), Л. Н. Формозовой (1973); «Докембрийские железорудные формации мира» (1975 г.).

Палеозойские железисто-кремнистые формации выделены в породах кембрия, ордовика, девона и карбона Центрального Казахстана, Горного Алтая и Удского района Хабаровского края (Геология и генезис..., 1972).

Магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые руды месторо-

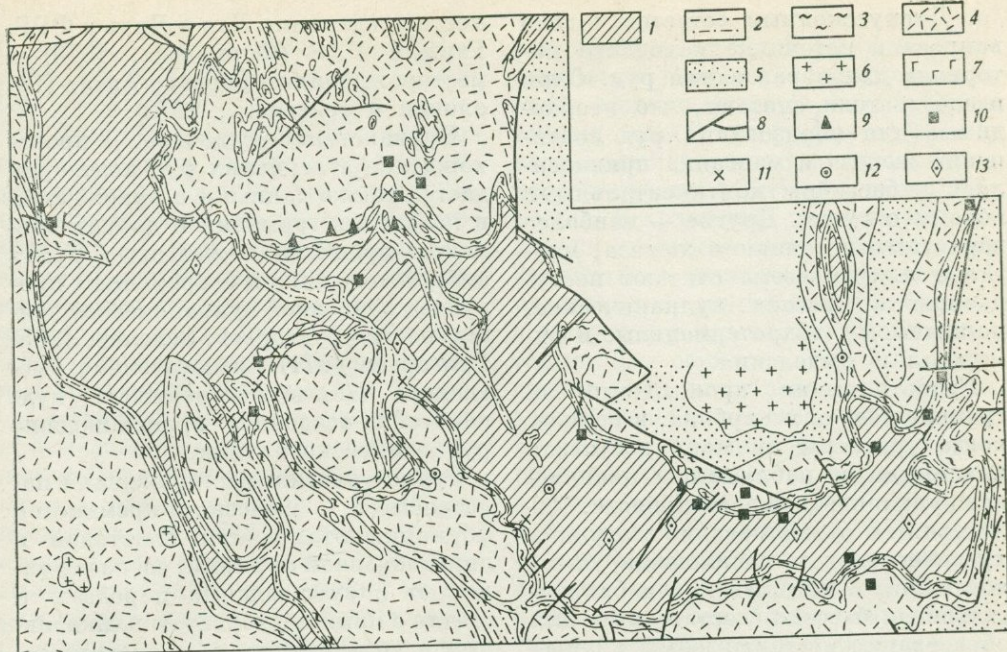


Рис. 17. Схематическая структурно-тектоническая карта Жайльминской мульды. По А. А. Рожнову.

1 — песчано-аргиллитовые известняковые толщи нижнего карбона; 2 — кремнисто-карбонатные рудосносные толщи верхнефаменского подъяруса; 3 — известняки и известковистые алевролиты нижнефаменского подъяруса; 4 — вулканогенный комплекс среднего девона и франского яруса верхнего девона; 5 — метаморфические толщи нижнего палеозоя; 6 — варисцидские гранитоиды; 7 — малые интрузии основного состава в фаменотурнейских толщах; 8 — тектонические нарушения; 9 — участки проявления вулканической деятельности в верхнем фамене; 10 — месторождения атасуйского типа; 11 — рудопроявления атасуйского типа; 12 — жильные рудопроявления железо-марганцевой и барит-полиметаллической минерализации; 13 — магнитные аномалии

тами кислого вулканизма, отличаются повышенными содержаниями германия и сопровождаются в разрезе пород на более глубоких горизонтах свинцово-цинковыми рудами.

Характерным представителем месторождений этого типа являются железорудные месторождения Атасуйского района. Они приурочены к широтно вытянутой Жайльминской мульде, представляющей собой наложенную мульду. Эта мульда сложена осадочными, преимущественно карбонатными породами девона — карбона (рис. 17). Для района характерна активная палеозойская вулканическая деятельность. В раннем палеозое изливались лавы средней основности, а в течение раннего и среднего девона происходили мощные излияния пород преимущественно кислого состава (альбитофиры и кварцевые порфиры).

Первичный морской осадочный генезис железо-марганцевых месторождений Атасуйского района не вызывает сомнений у большинства исследователей Центрального Казахста-

ждений этих районов отличаются полосчатой текстурой, тесной ассоциацией с марганцевыми рудами (в Удском районе также и с фосфоритами), с минералами и породами, сложенными кремнеземом (кварц, яшмы). Все железо-марганцевые и железорудные месторождения этих районов относятся к вулканогенно-осадочному типу, связанному с продуктами основного и кислого вулканизма. Железные руды, образованные в тесной ассоциации с продук-

а. Дискуссионным остается только вопрос об источнике исходного материала для образования руд. Одни исследователи считают, что необходимые для образования руд соединения железа и марганца привнеслись в бассейны континентальными водами с суши. Другие — наиболее вероятным источником железа, марганца и кремнезема считают поступавшие в бассейн вулканические, по-видимому, гидротермальные и фумарольные выделения.

Рудоотложение происходило на границе девона и карбона, в период, когда трансгрессия моря достигала максимума и наблюдалось оживление вулканической деятельности. Маловероятно существование в эту эпоху значительных по площади участков суши, с которых могли бы сноситься в бассейн достаточные для образования месторождений количества соединений железа и марганца. Если образование железомарганцевых месторождений связывать с поступлением рудных соединений с суши, то следовало бы ожидать появления рудных месторождений в основании трансгрессивных морских серий, т. е. в условиях Жаильминской мульды в основании толщ фаменского возраста. Однако этого не наблюдается, все известные рудные концентрации приурочены к средним частям непрерывных серий морских отложений, а не к основанию. Железомарганцевое оруденение не связано также с предполагаемой береговой линией. Тесная взаимосвязь вулканических и кремнистых пород также говорит о том, что возникновение последних обусловлено подводной вулканической деятельностью, а железомарганцевые руды ассоциируют с кремнисто-карбонатными породами. О вулканогенно-осадочном происхождении атасуйских месторождений свидетельствуют также сходные геологические условия образования с вулканогенно-осадочными

месторождениями Лан и Диль в ФРГ, Гарц в ГДР (Формозова, 1973) и месторождениями Горного Алтая (Геология и генезис..., 1972).

Вулканогенно-осадочное происхождение атасуйских руд подтверждается также данными о нахождении и поведении германия и других элементов-примесей в железных рудах атасуйского типа и современных продукта подводной вулканической деятельности (Григорьев, Зеленов, 1965; Григорьев, 1971). Следовательно, имеющиеся данные подтверждают вулканогенно-осадочное происхождение руд атасуйского типа.

Рудные залежи месторождений палеозойской железисто-кремнистой формации отличаются пластовой и линзообразной формами, согласно залегают с вмещающими породами и вместе с ними подвергнуты пликративным и дизъюнктивным дислокациям. Протяженность рудных тел обычно сотни метров, реже километры; мощность — первые метры — десятки метров. Рудные залежи сложены магнетитовыми, магнетит-гематитовыми и гематитовыми рудами. Последние по простиранию переходят в марганцевые браунит-гаусманитовые руды (в зоне окисления псиломелан-пирролизитовые), чередующиеся с красными железистыми яшмами, известняками и туффитами. Основные минералы железных руд — гематит, магнетит, сидерит, железистый хлорит, а также кварц, кальцит и барит. В зоне окисления развиты гётит, гидрогётит и гипс.

Магнетитовые руды обладают полосчатой, массивной и вкрапленной текстурами и сложены в основном среднезернистым магнетитом. Гематитовые руды характеризуются тонкополосчатой текстурой, сложены скрыто- и тонкокристаллическим гематитом. Среднее содержание в рудах (в %): $Fe_{общ}$ 47—57, SiO_2 11—17, Mn 0,2—1, S 0,2—0,3 (в загипсованных и баритизированных рудах

0,8—1,6), Р 0,02—0,03, As 0,01—0,05, Рb 0,01—0,08, Zn 0,01—0,03, Ge 0,003—0,005.

С позиций осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения докембрийских железистых кварцитов и палеозойских магнетит-гематитовых руд основные рудоконтролирующие критерии и поисковые признаки, а также представления о прогнозных площадях, направлении поисков и оценки могут быть сформулированы следующим образом.

1. Районами поисков месторождений железистых кварцитов являются нижние складчатые структуры платформ и щитов, которые в докембрии представляли собой области геосинклинального развития. С эвгеосинклиналями связано наличие месторождений железисто-кремнисто-вулканогенной формации (киватинский тип), с миогеосинклиналями — месторождения железисто-кремнисто-сланцевой формации (криворожский тип).

2. Объектами прогнозирования на руды атасуйского типа являются наложенные мульды девон-карбонového возраста. Для этих мульд необходимо составление палеолитологических и палеовулканических карт в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000. Совмещение этих карт позволяет выявить мульды, наиболее благоприятные для поисков руд атасуйского типа. Благоприятными признаками являются карбонатно-вулканогенные отложения с яшмами, сравнительно близко (в радиусе нескольких километров) расположенные от очагов основного и кислого вулканизма.

3. Локальными площадями поисков являются зоны линейного вулканизма, образованные вытянутыми на десятки и сотни километров цепочками редких вулканов и сопровождающих их очагов фумарольной и гидротермальной деятельности.

4. Стратиграфические железистые кварциты приурочены к архейским и протерозойским толщам, сложен-

ными продуктами метаморфической переработки главным образом глинистых осадков (сланцы) и вулканогенных продуктов (туфы, туффиты, излившиеся породы кислого, основного и редко ультраосновного состава). В архейских породах наблюдаются магнетитовые железистые кварциты, в ниже- и среднепротерозойских — магнетит-гематитовые, а в верхнепротерозойских — гематитовые. Это свидетельствует о повышении роли кислорода при образовании железистых кварцитов снизу вверх по стратиграфическому разрезу. Уникальные и крупные по запасам месторождения железистых кварцитов приурочены к ниже- и среднепротерозойским отложениям, средние и мелкие (редко крупные) отмечаются в архейских и верхнепротерозойских породах. Ниже- и среднепротерозойские месторождения отличаются большими мощностями толщ железистых кварцитов (сотни, десятки метров). Месторождения в архейских и верхнепротерозойских породах характеризуются небольшими по мощности пластами железистых кварцитов (единицы, редко десятки метров). Палеозойские месторождения магнетит-гематитовых руд, приуроченные к осадочно-вулканогенным породам девона — карбона, также отличаются небольшими по мощности (единицы, реже десятки метров), мелкими и средними масштабами запасов (десятки, сотни миллионов тонн).

5. Для месторождений осадочной (железисто-кремнисто-сланцевой) формации вкрест простираения пород (от берега внутрь водоема) отмечается следующая аутигенно-минералогическая зональность: безрудные кварциты, малорудные силикатно-карбонатные кварциты, силикатно-магнетитовые кварциты, магнетитовые кварциты.

Для месторождений осадочно-вулканогенных формаций (железисто-

кремнисто-кератофировой, метабазитовой и ультрабазитовой) характерно смещение фаций от вулканических очагов вкост простирания пород в следующей последовательности: сульфидная (сульфидные руды), карбонатная (сидеритовые и сидероплежитовые руды), окисная (магнетитовые, магнетит-гематитовые, гематитовые кварциты и марганцевые руды). Для магнетит-гематитовых руд палеозойского возраста в том же направлении отмечаются фациальные переходы от магнетитовых руд к гематитовым и марганцевым.

6. Качество железистых кварцитов является прямой функцией степени метаморфизма и метасоматоза. Размер зерен железорудных минералов увеличивается в зависимости от повышения степени метаморфизма. В гранулитовой стадии метаморфизма образуются крупнокристаллические магнетитовые кварциты, в амфиболитовой — среднезернистые магнетит-гематитовые, в зеленосланцевой — тонкозернистые магнетит-гематитовые и гематитовые кварциты.

Перераспределение железа в процессах метаморфизма и метасоматоза из окисных минеральных форм в силикатные снижает качество железистых кварцитов, увеличивая количество неизвлекаемого (из силикатов) железа в процессах обогащения (Гершойг, 1968; Пирогов, 1969; Григорьев, 1971). Обратные процессы, связанные с разложением силикатов с образованием окисных минералов железа, способствуют улучшению качества кварцитов за счет повышения количества извлекаемого железа.

7. Повышенные концентрации элементов-примесей отмечаются в железистых кварцитах и магнетит-гематитовых рудах вулканогенно-осадочного происхождения. Для железистых кварцитов, связанных с породами железисто-кремнисто-кератофировой формации, и магнетит-гематитовых руд атакусуйского типа

характерно повышенное содержание германия (Григорьев, 1971). Для железистых кварцитов железисто-кремнисто-метабазитовой формации Б. А. Горлицкий (1966 г.) отмечает повышенные концентрации хрома, никеля и кобальта. Эти же элементы (а также, вероятно, титан и ванадий) должны быть характерными и для железистых кварцитов, связанных с железисто-кремнисто-ультрабазитовой формацией.

8. Магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты и руды характеризуются полями высокой магнитной интенсивности, поэтому применение магниторазведки является главным, весьма надежным и наиболее экономичным методом их поисков и оценки. Наряду с магниторазведкой применяется также гравиразведка, а для поисков и оценки месторождений гематитовых кварцитов и руд гравиразведка становится ведущим методом. Наиболее надежные методы расшифровки рудной природы геофизических аномалий основаны на комплексном применении методов магнито- и гравиразведки.

К сожалению, для оценки перспектив железистых кварцитов и магнетит-гематитовых руд отдельных наиболее благоприятных районов геолог-поисковик и разведчик часто не располагают необходимым набором специализированных карт — тектонических, палеовулканических, палеографических и др. — что затрудняет прогнозирование и выявление месторождений. Большую помощь оказывают лишь геологические и геофизические (как правило, магниторазведочные и там, где они есть, гравиразведочные) карты, по данным которых в настоящее время и производится прогнозная оценка большинства перспективных районов.

В результате проведения региональных прогнозных работ в масштабах 1 : 500 000—1 : 200 000 выделяются рудные зоны, узлы, районы

и дается их сравнительная оценка. Этими исследованиями охватываются древние платформы или достаточно крупные их части (щиты, антеклизы, синеклизы), а также наложенные мульды в рамках листов картографической разграфки, с обязательными включениями геологических ограничений, избранного для прогнозирования геоструктурного района.

Локальные прогнозные работы ведутся в масштабе 1 : 50 000. Их цель — выявление и сравнительная оценка рудных полей и месторождений внутри рудных зон, узлов и районов.

Региональные и локальные прогнозные работы ведутся специальными тематическими партиями или в процессе геолого-съемочных работ с участием специалистов по оценке железорудных месторождений. При проведении этих работ нужно составить геологическую карту фундамента древних платформ или щитов, или выходов осадочно-вулканогенных пород девона—карбона, расшифровать тектоническую структуру прогнозируемых площадей, определить положение срединных массивов и внешних геосинклинальных зон, а также поднятых тектонических блоков этих зон, наиболее благоприятных для прогноза древних железисто-кремнистых формаций.

На геолого-структурной карте фундамента древних платформ или щитов, а также наложенных мульд выделяют рудные формации, наиболее благоприятные для поисков месторождений железистых кварцитов и магнетит-гематитовых руд, наносят железорудные месторождения и рудопроявления, а также перспективные магнитные аномалии. Данные о предполагаемой и пространственной связи рудных объектов с благоприятными элементами геологического строения (стратиграфическими, тектоническими, литологическими и

др.) позволяют выделить на региональных прогнозных картах перспективные районы, рудные зоны и узлы, а на локальных прогнозных картах — рудные поля и месторождения в пределах перспективных площадей, выделенных при региональном прогнозировании.

В объяснительной записке к прогнозным картам дается предполагаемая количественная оценка промышленных прогнозных запасов железистых кварцитов с учетом современных кондиций и глубин отработки; характеризуется их вещественный состав по аналогии с выявленными в районе месторождениями или рудопроявлениями, а при их отсутствии на основе данных по стратиграфии, литологии и метаморфизму путем сравнения с другими аналогичными районами; намечается направление и объем поисково-разведочных и геофизических работ для выявления и разведки месторождений и комплекса тематических и научно-исследовательских работ, необходимых для дальнейшего более глубокого изучения геологических и геофизических вопросов, связанных с прогнозированием.

Детальные прогнозные работы проводятся в масштабах 1 : 10 000—1 : 5000. Эти стадии прогнозирования сливаются со стадиями разведочных работ (предварительной, детальной и эксплуатационной) и их материалы должны служить обоснованием выбора первоочередных объектов разведочных работ. Цель детального прогнозирования заключается в уточнении структуры рудного поля, изучении параллельных (недоразведанных или слабо разведанных) полос железистых кварцитов, выявлении неоконтурных при разведке частей месторождения в плане и на глубину и, в конечном счете, в составлении плана разведки рудного поля или месторождения. Методика проведения деталь-

ных прогнозных работ достаточно полно изложена в книге «Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках» (1970).

На всех этапах прогнозирования должны учитываться возможности попутного обнаружения бокситов,

золота, марганцевых и сульфидных руд, нерудных полезных ископаемых, залегающих совместно с железистыми кварцитами, а также германия, тяготеющего к магнетиту железистых кварцитов и магнетит-гематитовых руд.

ФОРМАЦИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД, ПРИУРОЧЕННЫХ К ОСНОВНЫМ И УЛЬТРАОСНОВНЫМ ИНТРУЗИВНЫМ ПОРОДАМ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Месторождения данной формации довольно широко распространены как на территории СССР (Урал, Алтае-Саянская область, Карелия и другие районы), так и за рубежом (США, Канада, Африка и др.). Однако при весьма значительных запасах руд, измеряемых нередко сотнями миллионов и первыми миллиардами тонн, роль титаномagnetитовых руд в добыче пока весьма умеренная вследствие низкого содержания в них железа.

Комплекс основных и ультраосновных пород, вмещающих рассматриваемый тип железных руд, представляет собой габбро-пироксенит-дунитовую формацию, выделенную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1900 г. на Урале и характеризующуюся следующими основными особенностями (приводятся по данным Ю. А. Кузнецова, 1964). Интрузии этой формации обычно образуют такие же пояса, как и гипербазитовые интрузии, что является следствием их приуроченности к крупным глубинным разломам. Размеры отдельных интрузивных тел могут быть весьма значительными — до 100—150 км длиной и шириной в несколько десятков километров. В ряде случаев устанавливается пластовая форма их залегания. В составе формации преобладают породы группы габбро, редки нориты и анортозиты. Породы ультраосновного состава менее распространены, причем чаще встречаются пироксениты и дуниты.

Наиболее характерным примером формации рассматриваемого типа является уральская габбро-пироксенит-дунитовая формация, простирающаяся более чем на 700 км и представляющая собой систему вытянутых в меридиональном направлении массивов, частью разобщенных, частью соединяющихся друг с другом и располагающихся преимущественно вдоль западной окраины зеленокаменного синклинория Среднего Урала.

Формацию слагают в основном весьма разнообразные породы группы габбро; широко распространены также породы, переходные от габбро к ультраосновным.

Приуроченные к рассматриваемой формации месторождения титанисто-железистых руд образовались из остаточных растворов габброидной магмы путем отжимания (иногда многократного) обогащенных рудными компонентами растворов из межзернового пространства ранее кристаллизующихся силикатов в ослабленные тектонические зоны интрузива (Мальшев, 1957; и др.). Форму рудных тел определяет прототектоника интрузива в момент его кристаллизации, т. е. те трещины и ослабленные зоны, которые в нем образуются в момент его кристаллизации и заполняются остаточными магматическими растворами.

Масштаб месторождений, а также качество руд (сплошные руды или зоны вкрапленников) зависят от

времени образования ослабленных зон, силы тектонических подвижек и характера кристаллизации магмы. Для образования жильных тел сплошных руд имеют значение тектонические трещины, образующиеся на последних стадиях становления массива, в которые отжимается остаточный раствор, обогащенный рудными компонентами и летучими. Если габброидный массив формировался в спокойных условиях (без подвижек), то рудные компоненты будут более или менее равномерно распределены в теле интрузива в виде редких, рассеянных вкрапленников, обуславливая сидеронитовую структуру габброидов.

Таким образом, при оценке перспектив того или иного региона, сложенного породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, в первую очередь следует учитывать особенности ее состава и характер развития в пространстве и времени. Особое внимание должно быть уделено изучению прототектоники перспективных по составу интрузивов. Необходимо тщательно изучить характер распределения элементов-примесей в магнетите рудных тел и во вмещающих породах в целях установления генезиса магнетитового оруденения.

Основными геолого-промышленными типами месторождений титаномагнетитовых руд являются (Момджи, Пастушенко, 1963):

1) месторождения магнетитовых малотитанистых руд в пироксенитах, оливинитах, перидотитах, горнблендитах и редко в габбро. Основной промышленный тип здесь — месторождения типа Качканарского с запасами от сотен миллионов до нескольких миллиардов тонн (рис. 18);

2) месторождения титаномагнетитовых вкрапленных руд в диабазах и габбро-диабазах. Основной промышленный тип — месторождения типа Пудожгорского с запасами, из-

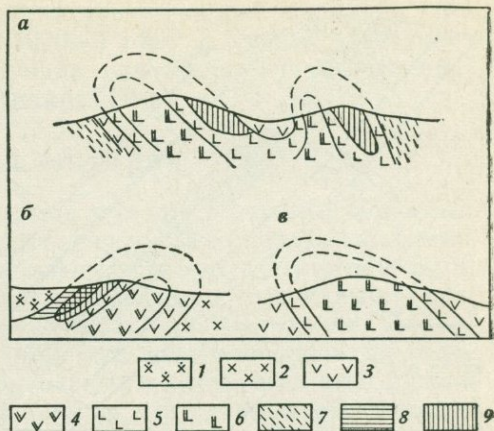


Рис. 18. Схематические геологические разрезы по месторождениям платиноносного пояса. По К. Д. Тимохову (1964 г.):

а — Гусевогорское и Качканарское месторождения; б — Волковское месторождение; в — Косьвинский Камень.

1 — кварцевые диориты; 2 — диориты; 3 — пироксеновые габбро; 4 — оливинсодержащие габбро; 5 — диаллагиты; 6 — оливиновые пироксениты; 7 — вмещающие породы; 8 — медносульфидное оруденение; 9 — титаномагнетитовое оруденение

меряемыми первыми сотнями миллионов тонн;

3) месторождения ильменитовых, ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетитовых сплошных и вкрапленных руд в габбро-амфиболитах и амфиболитах. Промышленными являются месторождения типа Кусинского и Копанского (рис. 19) с запасами, измеряемыми от единиц до десятков миллионов тонн.

При проведении поисково-оценочных работ следует иметь в виду, что с основными и ультраосновными интрузивными породами геосинклинальных областей могут быть связаны два существенно различных по морфологии (а также по генетическим и другим показателям) типа оруденения: 1) существенно вкрапленный (шпировый) тип с условной границей «руда — неруда», определяемой кондициями, наиболее характерным примером которого является

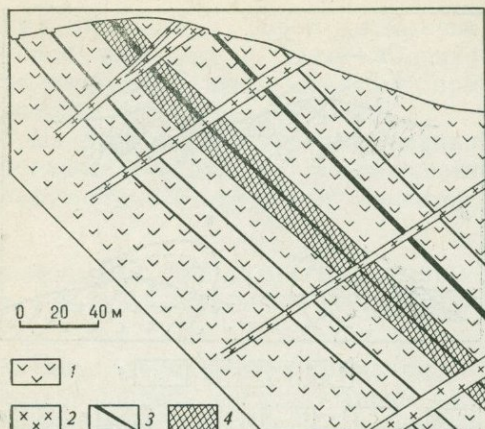


Рис. 119. Геолого-литологический разрез Копанского месторождения.

1 — габбро; 2 — диабазы; 3 — залежи сплошных и богатых вкрапленных руд; 4 — зона бедных вкрапленных руд

хорошо известное Качканарское месторождение; 2) четко ограниченные пластообразные рудные тела с согласным залеганием в обычно стратифицированных интрузиях (месторождения типа Кузинского, Копанского и др.). Размеры и количество рудных тел на месторождениях второго типа могут существенно колебаться. Морфология оруденения в значительной степени осложнена в связи с широким развитием пострудных дизъюнктивных нарушений.

На стадии поисково-оценочных работ весьма эффективны геофизические методы исследований, позволяющие выделять и оконтуривать наиболее перспективные зоны, определять объемы горнорудной массы и устанавливать характер их распространения на глубину. Из комплекса этих исследований ведущими являются магнито- и гравиметрия. В связи с неравномерной вкрапленностью, наличием многочисленных шпильровых особенностей магнетита, мощность которых не превышает нескольких метров, отражающимися

в магнитном поле многочисленными небольшими по площади аномалиями Z_a , исследования проводятся обычно в масштабе 1 : 5000—1000 по квадратной или близкой к ней сети.

Для определения мощности наносов может быть использован метод вертикального электрического зондирования, причем горные выработки и скважины располагаются с учетом характера магнитного поля.

В связи с тем, что месторождения вкрапленных титаномagnetитовых руд представлены группами рудных тел, весьма различающихся размером, формой, пространственным положением, «обычные» методы количественной интерпретации аномалий для них неприменимы. Из предложенных в последние годы методов интерпретации такого рода аномалий наиболее эффективен метод В. Е. Каплан (1974).

В зонах развития пластовых интрузий габбро-амфиболитов и габбро-диабазов, несущих титаномagnetитовое оруденение типа Пудожгорского или Кузинского, изучение характера и размеров установленного рудопроявления на основе карт изодинам масштаба 1 : 25 000 осуществляется в полосе выявленных узлолокализованных и протяженных аномалий методом магнитной съемки масштаба 1 : 10 000—1 : 5000.

Материалы съемки в виде карт изодинам ΔZ и графиков ΔZ по профилям при сопоставлении с материалами опробования по отдельным горным выработкам на площади аномалии позволяют установить по определенной изодинаме ΔZ контур рудного поля, определить его протяженность и площадные размеры. При достаточной густоте точек наблюдения на профиле по планам изодинам и графикам ΔZ могут быть прослежены по простиранию и оконтурены отдельные рудные залежи и крупные тела.

В некоторых случаях с целью прослеживания отдельных рудных тел и залежей в продуктивной толще целесообразно применение микро-

магнитной съемки масштаба 1 : 1000—1 : 500 и метода электроиндукции или комбинированного профилирования.

ПЛАТФОРМЕННАЯ МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Магномангнетитовая формация известна лишь на Сибирской платформе. Образование месторождений железных руд данной формации на юге платформы некоторые исследователи (Косыгин, Росляков, 1956; Лурье и др., 1962) объясняют существованием генетической связи железоруднения с дифференцированными интрузиями трапшов, которые, по их мнению, явились источником рудного вещества. Трапшовый магматизм широко проявлен в Южной Африке (Карру), Азии (Декан), Тасмании и других областях земного шара. Кроме того, древние платформы мира имеют много общего с геологической историей развития и со строением Сибирской платформы, но месторождения магномангнетитовых руд там неизвестны.

Образование железных руд магномангнетитового состава только на Сибирской платформе свидетельствует о наличии особых черт ее развития по сравнению с другими докембрийскими платформами мира. Такой особенностью в настоящее время может быть признана многоэтапная и весьма интенсивная тектоническая активизация платформы в фанерозое, сопровождавшаяся разновозрастной и многофазной магматической деятельностью.

Платформенная магномангнетитовая формация объединяет месторождения, формирующиеся в мезозойский этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы и пространственно связанные с характерными для этого этапа трапшовыми интрузиями. Месторождения образуются на различных стратиграфических уровнях от кембрия до триаса, в ре-

зультате взаимодействия рудоносных растворов с литологически благоприятными для оруденения породами, принадлежащими различным платформенным геологическим формациям, что является одной из отличительных особенностей этой рудной формации. Оруденению обычно предшествует скарнирование боковых пород с последующим их изменением — хлоритизацией, серпентинизацией и другими процессами. Минеральный состав руд довольно однообразен и несложен. Главными рудными минералами являются магнетит и магномангнетит с различным содержанием магния. Последовательность минералообразования на всех месторождениях единая (скарны, хлорит-серпентиновые породы с магнетитом). Появление тех или иных минеральных ассоциаций, отличающихся от типовых, связано со структурно-литологическими особенностями толщ рудных районов и узлов.

Структурная позиция железорудных площадей, особенности развития основных рудоподводящих и рудоконтролирующих структур, литологические и минералого-геохимические факторы, предопределяющие формирование месторождений, морфологические особенности оруденения легли в основу разработанного для этой формации рудного профиля, с помощью которого возможна оценка месторождений на глубину и прогнозирование потенциально рудных площадей и районов.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МАГНОМАГНЕТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В южной части Сибирской платформы в настоящее время известны три

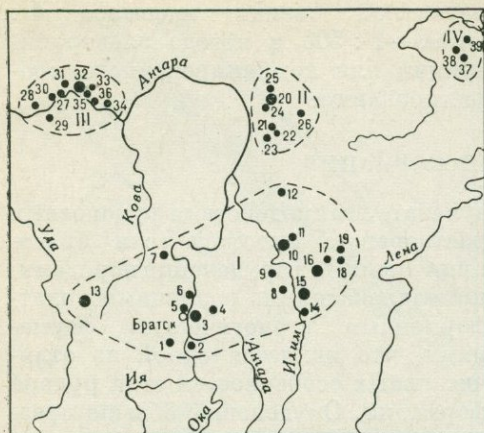


Рис. 20. Схема расположения железорудных районов и месторождений.

Районы: I — Ангаро-Илимский, II — Ангаро-Катский, III — Средне-Ангарский, IV — Непско-Гаженский. Месторождения: 1 — Долоновское, 2 — Ермаковское, 3 — Краснояровское, 4 — Кежемское, 5 — Березовское, 6 — Шаманское, 7 — Седановское, 8 — Иреек-Касьяновское, 9 — Горелая Сопка, 10 — Рудногорское, 11 — Ждановское, 12 — Тубинское, 13 — Октябрьское, 14 — Шестаковское, 15 — Коршуновское, 16 — Татьянинское, 17 — Пасмурное, 18 — Октябрьское, 14 — Кутское, 19 — Керуновское, 20 — Перюндинское, 21 — Капаевское, 22 — Чанкинское, 23 — Коврижка-Полильская, 24 — Атавинское, 25 — Катское, 26 — Пономаревское, 27 — Пихтовое, 28 — Нижне-Тагарское, 29 — Левобережное, 30 — Правобережное, 31 — Клименское, 32 — Тагарское, 33 — Огненное, 34 — Берямбинское, 35 — Таловское I, 36 — Таловское II, 37 — Шолоховское, 38 — Неулововское, 39 — Экипажное

железорудных района — Средне-Ангарский, Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский (рис. 20).

Эти районы располагаются по периферии Тунгусской синеклизы и контролируются зонами сочленения крупных блоков фундамента (Страхов, 1958; Одинцов, Страхов, 1971). Региональные разломы, ограничивающие блоки, служили путями подъема основной магмы, скарнирующих и рудоносных растворов.

Процессы активизации проявлялись весьма длительное время — от синия до триаса. Наиболее интенсивными они были в среднем палеозое (силур — нижний карбон) и мезозое. Они и сыграли решающую роль

в образовании структур, благоприятных для формирования месторождений магноматетитовой формации.

В средне-палеозойский этап активизации произошло заложение региональных структур платформенного чехла, которые в мезозойский этап претерпели дополнительные деформации и усложнения. Образовавшиеся структуры высших порядков (зоны дробления, трещиноватости и др.) в дальнейшем явились теми участками, в которых локализовались месторождения железных руд.

Тектонические движения носили дифференцированный блоковый характер. Возникли многочисленные разломы, оперяющие ранее заложённые в среднепалеозойском этапе глубинные региональные расколы, а ранее сформированные горст-антиклинальные складки дополнительно деформировались, при этом образовались перегибы в их простирании, флексуры, многочисленные зоны дробления и трещиноватости. Примером такого развития может служить образование зоны Ангарских складок. Формирование этой субширотной валообразной региональной структуры началось еще в среднепалеозойское (докарбовое) время и окончательно завершилось в нижнем мезозое. Эта зона представляет собой сочетание крутых, узких, кулисообразно расположенных горст-антиклинальных складок с межантиклинальными участками, сложенными более молодыми отложениями горизонтального залегания. Образование зоны в целом обусловлено блоковыми поднятиями докембрийского фундамента в зоне крупного глубинного разлома, разделяющего Тунгусскую и Тасевскую синеклизы.

В Ангаро-Илимском железорудном районе в среднепалеозойский этап активизации возник несколько иной тип структур. Здесь более отчетливо проявился дифференциро-

ванный блоковый характер тектонических движений, фиксируемый различным положением стратиграфических подразделений. В блоке, где располагается Коршуновская группа месторождений, эрозией вскрыты верхнекембрийские отложения, а образования верхнего ордовика и реликты силурийских пород сохранились лишь на водоразделах.

Тубинско-Рудногорская группа месторождений залегает в менее приподнятом блоке относительно первого. Здесь вскрыты лишь горизонты верхнего ордовика; водоразделы сложены отложениями силура. Дифференцированность тектонических движений привела к длительному накоплению в небольших (до 1—2 км шириной) опущенных блоках обломочного материала, источником которого были относительно приподнятые соседние блоки. Этот детрит сложен слабо окатанными обломками додевонских пород, сцементированных глинисто-карбонатной массой, которая впоследствии явилась хорошим материалом для скарново-рудного замещения.

Ангаро-Катский железорудный район (Нерюндинское, Капаевское и другие месторождения) находится в блоке, наиболее опущенном относительно других, вследствие чего в районе широко развиты пермские и триасовые отложения.

В среднем палеозое на платформе была сформирована древняя (докарбонная) денудационная поверхность, которая после перехода Сибирской платформы к общему погружению — в начале карбона — стала захороняться под осадками. В мегаблоках южной и юго-западной частей платформы, поднимавшихся в мезозое, эта поверхность не сохранилась. Древняя денудационная поверхность является важным рудо-контролирующим фактором; к ней приурочены многие рудные залежи основных морфологических типов и

тяготеют мезозойские графшювые силы, служившие экраном для рудонесных растворов, в связи с чем под ними сформировались пластообразные залежи магнетитовых руд. Крупнейшие рудные столбообразные залежи, уходящие на глубину, выходят под денудационную поверхность, являются слепыми и обнажены лишь в эродированных блоках (Коршуновская и Рудногорская группа месторождений).

Структурная позиция рудных полей определяется приуроченностью их к антиклинальным, реже к синклиналильным складкам, сопровождаемым разломами различных направлений. Нарушения субширотного простирания являются рудоподводящими и рудовмещающими и контролируют размещение рудных полей. Оруденение локализуется в пределах этих разломов или в оперяющих их зонах дробления и трещиноватости.

Рудные поля Средне-Ангарского железорудного района приурочены к присводовым частям Кодинской горст-антиклинали (Тагарская группа месторождений), Агалеевской и Берямбинской антиклинальным структурам. В брахисинклиналиных и антиклинальных структурах размещаются рудные поля Ангаро-Катского железорудного района (Нерюндинское и Капаевское соответственно). В Ангаро-Илимском районе рудные поля приурочены к Литвинцевской антиклинальной структуре (Рудногорское рудное поле); в крупном антиклинальном поднятии размещается Коршуновская группа месторождений (Ангаро-Илимские..., 1960).

Этапы тектоно-магматической активизации платформы сопровождались многофазным графшювым магматизмом, первые проявления которого установлены еще в палеозойский этап активизации. В последнюю стадию активизации происходили

наиболее мощные процессы вулканизма, продукты которого представлены базальтами и долеритами.

Роль траппов в локализации оруденения различна. Присутствие на большинстве месторождений этих пород свидетельствует о том, что рудоносные растворы использовали те же разломы, по которым поднималась и трапповая магма. Этим объясняется пространственная связь месторождений с полями развития пород трапповой формации. На месторождениях, где присутствуют траппы, рудное вещество замещает кроме существенно карбонатных пород также траппы, предварительно раздробленные и превращенные в брекчию. Замещению подвергается в первую очередь цементирующая масса обломков брекчий обычно карбонатного состава. Обломки практически не замещаются, сохраняются в рудах, обуславливая брекчиевидную текстуру последних. Наличие «пустых» обломков в руде отрицательно влияет на качество руды. Такие руды широко распространены на месторождениях Кюдинской группы (Тагарское, Восток, частично Пихтове).

Положительную роль в локализации оруденения играют силы траппов (Нерюндинское месторождение), выступавшие в роли экрана для рудоносных растворов и способствовавшие образованию пластообразных (подсилловых) залежей.

Закономерности размещения железорудных месторождений описываемой формации в осадочном чехле платформы кроме отмеченных выше структурных факторов определяются также положением их относительно пород фундамента определенного вещественного состава. Они приурочены к субмеридиональным зонам, которые по геофизическим данным соответствуют комплексам магнитных пород в фундаменте. Эта особенность дает основание предполагать,

что источником рудного вещества могли быть железистые породы шарыжалгайской серии архея и свиты Соснового Байца.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с характером рудо-локализирующих структур и литологических особенностей замещаемых пород для магномангнетитовых руд юга Сибирской платформы могут быть выделены шесть структурно-морфологических типов рудных залежей.

1. Крутонаклонные жило-, линзо- и столбообразные скарново-рудные залежи, непосредственно приуроченные к разломам или к их взаимопересечениям.

2. Пологозалегающие (до субгоризонтальных) линзо- и пластообразные рудные залежи, морфология которых обусловлена экранирующим влиянием устойчивых к рудному метасоматозу пород, залегающих слабонаклонно или горизонтально.

3. Наклонно залегающие скарново-рудные залежи линзо-жилообразной формы, приуроченные к межпластовым ослабленным зонам и контролируемыми в основном складчатыми структурами (складками, флексурами). Этот морфологический тип занимает как бы промежуточное положение между первыми двумя типами.

4. Столбообразные рудные залежи, приуроченные к грабенообразным структурам.

5. Горизонтально залегающие рудные залежи в слоистых карбонатных породах.

6. Чашеобразные рудные залежи («чашки»), залегающие над столбообразными залежами.

Жильные рудные тела сопровождают метасоматические рудные образования и самостоятельного значения не имеют.

Первый структурно-морфологический тип наиболее распространен, поскольку рудоподводящие, они же рудо локализирующие, зоны разломов есть в каждом рудном поле. Так, например, Нерюндинское месторождение контролируется основной субширотной зоной разлома с сетью оперяющих нарушений, чем и обусловлен в целом линейный характер структуры месторождения, осложняемый структурами высших порядков. Тагарское месторождение приурочено к пересечению двух разломов, вследствие чего скарново-рудная зона имеет линзо-столбообразную форму и крутое, почти вертикальное падение (рис. 21).

Мелкоблоковая тектоника характерна для рудных полей и самих месторождений первого структурно-морфологического типа, при этом степень раздробленности пород в зонах нарушений достигает стадии тектонических брекчий, явившихся наиболее благоприятной средой для рудоотложений. Часто наблюдаемая столбо- и воронкообразная форма структур месторождений этого типа, выполненных тектоническими брекчиями, претерпевшими впоследствии скарново-рудное метасоматическое замещение различной интенсивности, послужила одной из причин для диагностики структур этого типа как «трубки взрыва».

Второй структурно-морфологический тип — пологозалегающие рудные залежи — формируются в ослабленных зонах, на контакте различных по механическим свойствам пород, в зонах брекчирования в карбонатных породах и в согласных трапповых интрузиях, и имеют широкое распространение. К этому типу относятся месторождения Пихтовое и частично Нижне-Тагарское (Юдинская группа), а также подсилловая залежь Нерюндинского месторождения. Скарново-рудная зона Пихтового месторождения характеризует-

ся пологонаклонным залеганием и приурочена к контакту карбонатных пород нижнего кембрия с перекрывающими их карбонатно-терригенными отложениями верхнего кембрия и нижнего карбона. Рудные тела в основном линзо-пластообразной формы, мощность их обычно невелика (до 5—15 м). Залегают они слабо наклонно (от 20—25 до 0°), моноклинално с общим северным падением. Такое залегание и строение скарново-рудной зоны месторождения объясняется экранирующим эффектом более устойчивых к скарново-рудному замещению песчаных известняков и карбонатных песчаников в сравнении с известняками нижнего кембрия.

Все вмещающие породы были интенсивно подроблены в зоне Северо-Тагарского нарушения, но наибольшая брекчированность проявлена в зоне контакта двух литологически разнородных пород, особенно в участках пересечения известняков телами траппов. Этим и объясняется избирательная приуроченность магнетитового оруденения к участкам брекчий, развитым в зоне контакта нижнекембрийских известняков с верхнекембрийскими и нижнекаменноугольными отложениями.

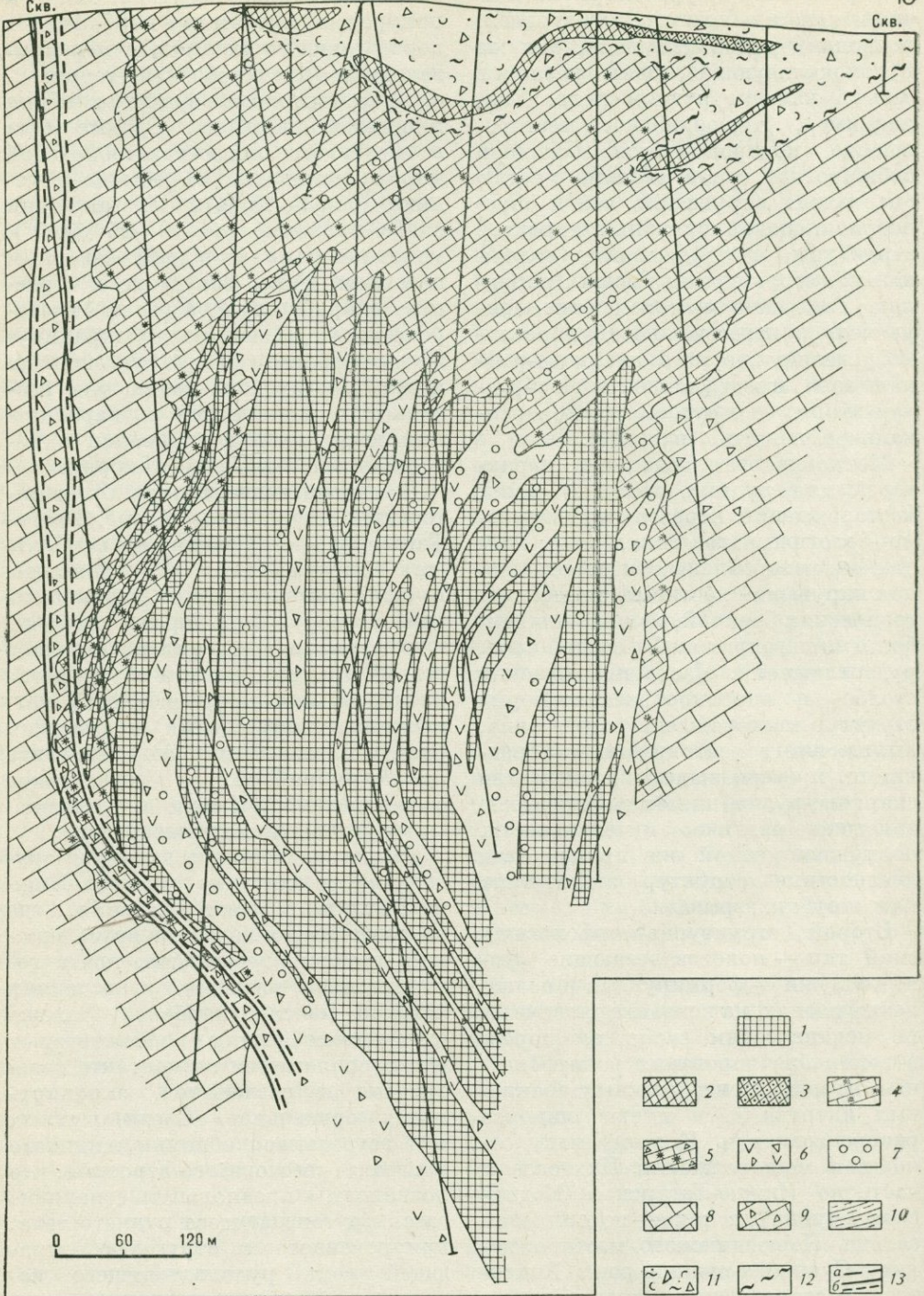
Такую же позицию занимает оруденение на одном из участков Нижне-Тагарского месторождения, где на известняках ленского яруса нижнего кембрия несогласно, почти горизонтально залегают песчаники катской свиты карбона. Залежь окисленных рыхлых магнетитовых руд располагается на контакте известняков и песчаников, экранирующих оруденение. Среди рыхлых руд встречаются обломки жильного магнетита шестоватого строения, что позволяет предполагать наличие здесь крутопадающего рудного тела, приуроченного к структуре, играющей роль рудоподводящего канала.

C

Скв.

Ю

Скв.



На Нерюндинском месторождении, на границе тушамской ($C_1 t\check{s}$) и корвучанской ($T_1 kr$) свит почти горизонтально располагается силл траппов. На контакте силла с подстилающими его песчаниками тушамской свиты сформировалась крупная пластообразная залежь магнетитовых руд мощностью в среднем до 40 м. Подсиловая рудная залежь соединяется с крутопадающими рудными телами, сформировавшимися в субширотной тектонической зоне. Пространственная связь этих руд при отсутствии принципиальных отличий в вещественном составе доказывает, что они образовались в результате одних и тех же процессов, в один этап, но в различной структурной позиции. Такая пространственная связь двух структурно-морфологических типов, обычная для этих месторождений, объясняется тем, что зоны разломов служат путями подъема с глубины гидротермальных рудоносных растворов. Последние в породах платформенного чехла в благоприятной структурной обстановке могут «растекаться» в стороны от разломов, обуславливая формирование пологозалегающих пластообразных рудных залежей типа подсиловой на Нерюндинском месторождении.

Известны пластообразные залежи кальцит-магнетитовых руд мощностью в первые метры, согласно, почти горизонтально залегающие среди мраморизованных известняков.

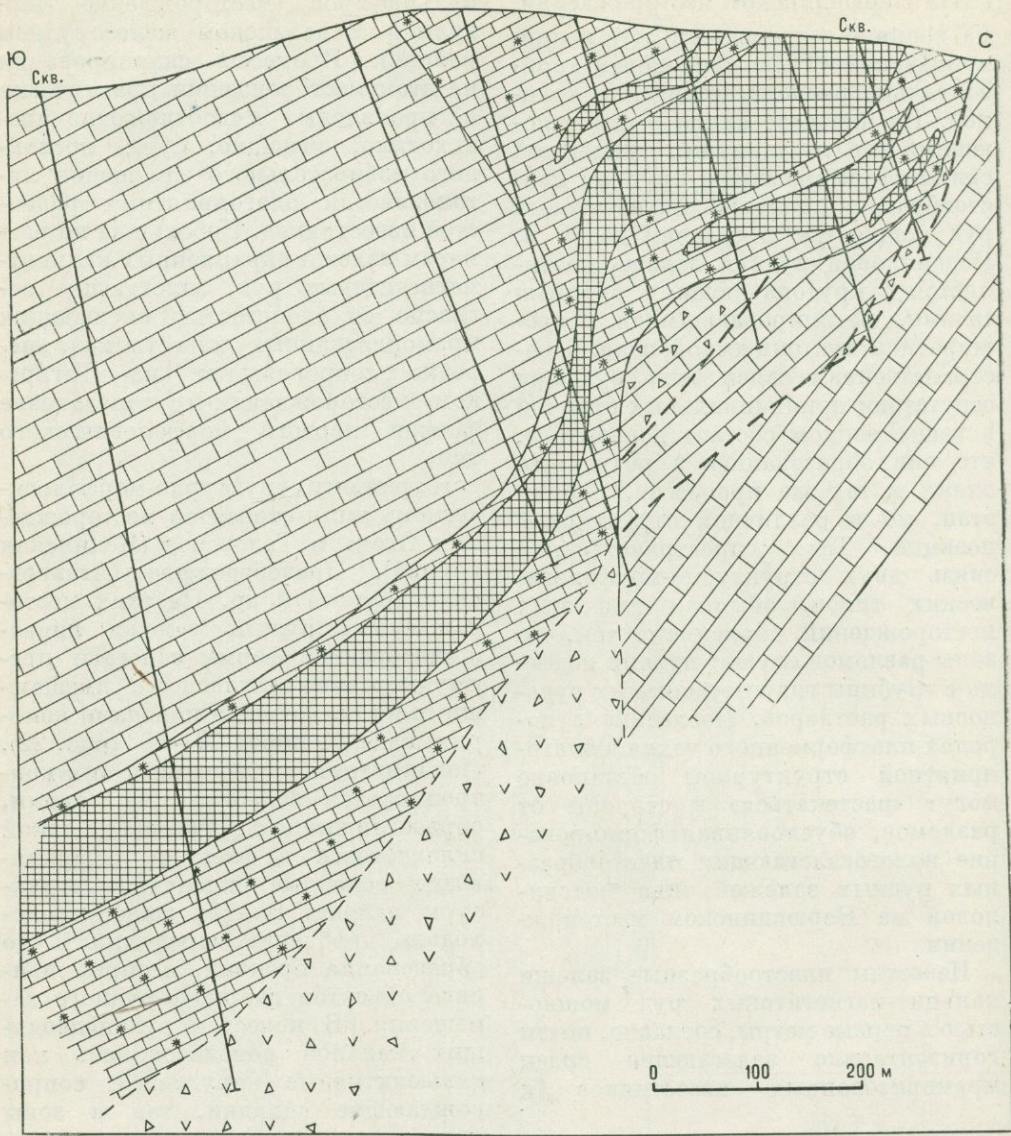
Рис. 21. Геологический разрез Тагарского месторождения.

1 — магнетитовые (магномagnetитовые) руды; 2 — магнит-магнетитовые руды; 3 — гётит-гидрогётитовые руды; 4 — апокарбонатные метасоматиты (мраморы, скарны, кальцит-хлорит-серпентиновые породы); 5 — брекчированные апокарбонатные метасоматиты; 6 — апотрапповые метасоматиты, брекчированные; 7 — гранатизация; 8 — карбонатные породы кембрия (Cm_{1-2}); 9 — брекчированные карбонатные породы; 10 — песчаники ($Cm_{2-3} vl$); 11 — зона окисления; 12 — граница зоны окисления; 13 — дизъюнктивные нарушения; а — дорудные, б — дорудные с пострудным подновлением

кальцифиров (месторождение Зиргули в Маньзинском железорудном районе). Процессы скарнирования на этом месторождении практически не проявлены. Рудоотложение происходило, очевидно, путем послойного избирательного замещения литологически благоприятных разностей известняков. Небольшие по размерам залежи вкрапленных кальцит-магнетитовых руд, залегающие согласно со слоистостью вмещающих мраморизованных известняков, нередко сопровождают на Тагарском месторождении крутопадающие залежи первого морфологического типа.

К третьему структурно-морфологическому типу относятся месторождения Огонь и Таловское (Кюдинская группа), Правобережное (Агалеевская группа) и др. На этих месторождениях рудные залежи линзожилообразной формы залегают преимущественно согласно с вмещающими их осадочными породами кембрия, падение пород $20-50^\circ$ (рис. 22). Локализация оруденения в них контролируется ослабленными зонами, образовавшимися в участках мелкой складчатости и флексур, осложняющих основные складчатые структуры района. В этих зонах происходило дробление пород вплоть до образования брекчий, которые явились объектом скарново-рудного замещения. В качестве рудоподводящих каналов использовались как дизъюнктивные нарушения, сопровождающие складки, так и зоны интенсивной трещиноватости (трещины отслоения, кливажа и др.). Структурный контроль оруденения сопровождался избирательным послойным замещением литологически благоприятных разностей известняков.

Типичными представителями месторождений четвертого структурно-морфологического типа являются Рудногорское и Коршуновское ме-



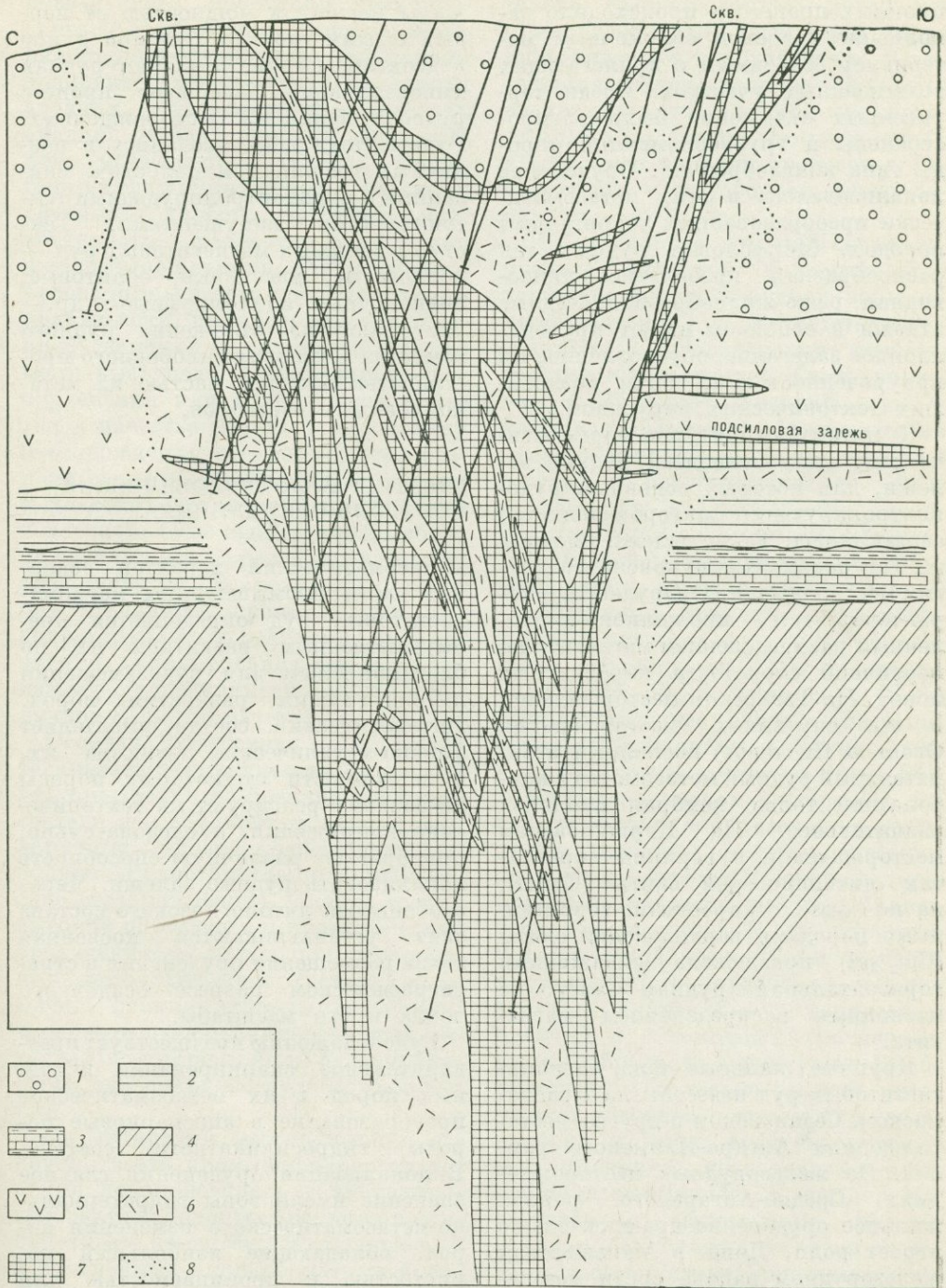
сторождения, а также восточный фланг Нерюндинского месторождения (рис. 23) и глубокие горизонты Капаевского. Рудолокализирующие структуры их были заложены еще в среднепалеозойский этап тектономагматической активизации платформенных форм как грабены — тектонические блоки, опускающиеся по отношению









Рис. 22. Геологический разрез Огнеского месторождения.

Условные обозначения см. на рис. 21

Рис. 23. Геологический разрез Нерюндинского месторождения.

1 — туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты триаса (T_1kr); 2 — песчаники карбона (C_{1ts}); 3 — песчаники и известняки ордовика (O_{1uk}); 4 — песчаники, алевролиты, мергели кембрия (St_{2-3vd}); 5 — траппы; 6 — метасоматические породы — скарны, хлорит-серпентиновые породы; 7 — магнетитовые (магномагнетитовые) руды; 8 — границы скарново-рудной зоны



- | | | | |
|--|---|---|---|
|  | 1 |  | 2 |
|  | 3 |  | 4 |
|  | 5 |  | 6 |
|  | 7 |  | 8 |

к соседним. В результате денудационных процессов происходило заполнение грабенов обломочным материалом, сносимым с прилегающих возвышенных участков. Среди терригенных отложений были распространены и грубообломочные породы типа конглобрекчий. Оруденение локализовалось в этих метасоматически преобразованных терригенных породах. Морфология рудных тел разнообразная, преобладает линзовидная, реже жилообразная. Рудные залежи в основном имеют крутонаклонное залегание, обусловленное их приуроченностью к зонам позднейших тектонических нарушений.

К пятому структурно-морфологическому типу относятся рудные залежи, для которых основным рудоконтролирующим фактором является состав пород. Такие залежи имеются на Тагарском, Коршуновском и других месторождениях. Оруденение характеризуется жильково-вкрапленным распределением магнетита по первичной слоистости карбонатных пород. На Тагарском месторождении и его спутниках (месторождения Огонь и Пихтовое) послойный избирательный рудный метасоматоз в карбонатной толще кембрия проявлен значительно. На Коршуновском месторождении в верхних горизонтах литвинцевской свиты (Cm_2lt), на контакте с карбонатно-терригенными породами верхоленской свиты (Cm_{2-3vl}) прослежена скважинами горизонтальная рудная залежь с послойным распределением магнетита.

Крупные жильные тела магномагнетитовых руд известны на Красноярском, Седановском и других месторождениях Ангаро-Илимского района. На железорудных месторождениях Средне-Ангарского района жильное оруденение практически не играет роли. Лишь в Маньзинском железорудном районе среди метасоматических рудных залежей спора-

дически встречаются прожилки и жилы магнетита мощностью от первых сантиметров до 1 м при длине в десятки метров. Жильная рудная минерализация завершает процесс рудоотложения на месторождениях. Рудные тела локализовались в различных трещинах и полостях, связанных с рудоконтролирующими тектоническими нарушениями. Текстуры жильных магнетитовых руд — полосчатые, массивные, оолитовые, почковидные, коллоидные и др. — указывают на отложение рудного вещества в условиях свободного пространства большей частью из метакolloидных растворов.

СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Метасоматический характер основной части промышленных магномагнетитовых руд определяется преимущественным развитием их по благоприятным для рудозамещения литологическим разностям пород. Литологический состав определяет физико-механические свойства их, в зависимости от которых породы по-разному реагируют на тектонические напряжения, а следовательно, приобретают различную способность локализовать рудные залежи. Через особенности литологического состава свит устанавливаются косвенная связь размещения оруденения в стратиграфическом разрезе осадочного чехла и его масштабы.

Рудоотложению предшествует предварительное скарнирование исходных пород и их метасоматическое преобразование в апоскарновые породы гидросиликатного состава. В локализации оруденения главное значение имели зоны гидротермально-метасоматического изменения пород, обладающие наибольшей пористостью и проницаемостью для прохождения рудоносных растворов.

Наиболее благоприятны для скарново-рудного замещения брекчированные карбонатные породы кембрия, терригенно-карбонатные породы ордовика, обломочный материал древних эрозионно-тектонических впадин. Неблагоприятны для рудного метасоматоза траппы, терригенно-туфогенные породы перми и аргиллиты карбона, массивные мелкозернистые разности известняков и доломитов кембрия, а также мраморизованные известняки. Эти породы практически не подвергаются рудному замещению и поэтому чаще всего выступают в роли экрана для оруденения или сохраняются в рудах в качестве реликтов. Поскольку месторождения контролируются разломами или ослабленными зонами в участках вторичной складчатости и флексур, то исходные породы обычно брекчированы, рассланцованы или трещиноваты. В результате этого они становятся проницаемыми для гидротермальных растворов, подвергаются скарнированию и последующему гидросиликатному, а затем рудному метасоматозу.

Особенно интенсивно процессы метасоматоза проявились на Тагарском месторождении по брекчии сложного состава и в обломочных отложениях дорудных эрозионно-тектонических впадин (Рудногорское и Коршуновское месторождения). Именно в силу высокой пористости и проницаемости брекчиевидных пород при разнородном литологическом составе обломочной фракции (траппы, песчаники) и цемента брекчий (карбонатный материал) эти породы были благоприятными для скарново-рудного замещения.

На Тагарском месторождении основная часть промышленного оруденения локализовалась в апотрапповых скарнированных брекчиях с карбонатным цементом, а меньшая — в измененных апокарбонатных брекчированных и трещиноватых поро-

дах. Слабо нарушенные и незначительно брекчированные массивные мраморизованные известняки ведут себя «инертно» к оруденению, о чем свидетельствует наличие большого числа ксенолитов внутри скарново-рудных образований. Во вмещающих известняках кембрия процессы скарнирования и оруденения резко затухают.

Избирательный характер скарново-рудного процесса подчеркивается контуром скарново-рудной зоны на месторождении, соответствующей границам распространения брекчий траппов и известняков. Сами траппы как в обломках брекчий, так и в интрузивных штокообразных телах инертны к оруденению, сохраняются в руде и разубоживают ее. Этим объясняется отсутствие на Тагарском месторождении массивных руд. На Пихтовом месторождении избирательному рудозамещению наряду с брекчиями траппов подверглись также и сильно нарушенные послойными подвижками низы верхоленской ($С_{m2-3}vl$) и тушамской ($C_1t's$) свит, сложенные глинисто-песчанистыми известняками и песчаниками с карбонатным цементом (рис. 24).

На Нерюндинском месторождении, где оруденение локализовалось в различных стратиграфо-литологических комплексах, литологические факторы контроля оруденения проявились весьма отчетливо. В субширотной тектонической зоне основная часть промышленного оруденения локализовалась в участках тектонических брекчий и обломочных отложениях грабенообразной структуры. Кембрийские мергелистые осадки, песчаники ордовика и тушамской свиты карбона, а также туфогенные образования триаса подверглись оруденению незначительно. В них изредка встречаются маломощные рудные прослойки, залегающие согласно с вмещающими породами. Траппы инертны к оруденению и сохраняются в виде

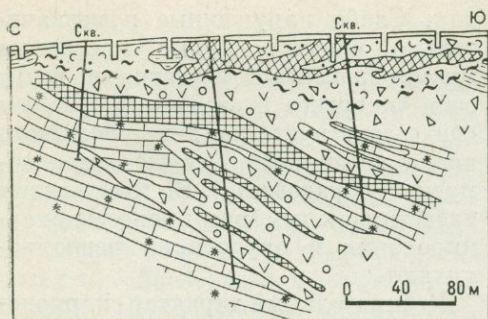


Рис. 24. Геологический разрез месторождения Пихтового.

Условные обозначения см. на рис. 21

обломков в брекчиевидных рудах и блоков — в скарново-рудных телах.

В кровле подсиловой залежи траппы сыграли роль экрана для оруденения, которое локализовалось в подстилающих сильно трещиноватых и подробленных песчаниках тушамской ($C_{1t\check{s}}$) свиты. Монолитные песчаники весьма трудно поддаются скарново-рудному замещению.

В западной части юга Сибирской платформы (Маньзинский железорудный район), где широко развиты кембрийские карбонатные отложения, литологический контроль оруденения также четко проявлен. В частности, установлены факты избирательного рудозамещения оолитовых известняков (месторождения Лучик и Понепшта) с образованием псевдоморфоз магнетита и пирита по оолитовым стяжениям известняка; намечается связь оруденения с гипсоносными карбонатными отложениями.

ПОИСКОВЫЕ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Современное состояние изученности месторождений магромагнетитовой формации и отчетливо устанавливаемые закономерности размещения

оруденения в совокупности с особенностями вещественного состава метасоматических образований и вмещающих пород выступают в качестве критериев для прогноза масштабов оруденения в потенциально рудоносных районах, а также для оценки слабо изученных рудопроявлений, магнитных аномалий и глубоких горизонтов известных месторождений.

Генетические представления, касающиеся источника железа, исходят из закономерностей размещения рудных полей в осадочном чехле платформ над блоками докембрийского фундамента с железоносными комплексами пород (шарыжалгайская серия, свита Соснового Байца), но распределение магномагнетитового оруденения по вертикали отчетливо подчинено литологическому контролю, поскольку оно развивается в свитах с благоприятным для скарново-рудного замещения составом пород. К ним относятся карбонатные и терригенно-карбонатные отложения кембрия и ордовика, частично туфогенные породы, содержащие большое количество карбонатного материала. В свитах, отличающихся неблагоприятным литологическим составом пород (верхний ордовик, силур, карбон, триас), оруденение локализуется в зонах разлома. Метасоматические руды в этом случае имеют подчиненное значение.

Следовательно, для прогнозирования необходимо: 1) дать структурно-тектоническую характеристику крупных мегаблоков, которым соответствуют рудные районы; 2) выделить рудоподводящие и рудолокализирующие структуры; 3) определить геологический разрез этих структур, наличие и стратиграфический уровень благоприятных для скарново-рудного замещения комплексов пород; 4) обобщить все данные о проявлении скарново-рудного процесса; 5) определить характер и распространение метасоматических изменений,

предшествующих рудоотложению, шлиховых ореолов магнетита и магномагнетита и их спутников, а также всех рудопроявлений железа.

Для целей прогнозирования предлагается модель обобщенного рудного профиля мощностью 1,5—2 км, который охватывает отложения от нижних горизонтов кембрия до триаса включительно (Г. С. Момджи и др., 1976 г.). Эта модель основана на неравномерной локализации оруденения в стратиграфическом разрезе осадочного чехла. Она учитывает литологический состав пород, формы локализации, масштабы и концентрацию оруденения на каждом стратиграфическом уровне.

Рудоподводящими и отчасти рудо локализирующими структурами как для жильного, так и для сопровождающего его метасоматического оруденения являются зоны разломов. Встречая на своем пути литологически благоприятные для рудоотложения породы, растворы могут их замещать, «растекаться» в стороны от стержневой структуры и образовывать пластовые залежи, как, например, подсиловая залежь на Ньюиндинском месторождении или другие метасоматические рудные тела. Определив с помощью модели рудного профиля рудоносные стратиграфо-литологические уровни, присутствующую им морфологию рудных тел и масштабы оруденения, с учетом геофизических данных становится возможным оценить рудоносность конкретных тектонических блоков. Важным оценочным фактором при этом является мощность рудного процесса, о которой можно судить по его проявлению в верхних горизонтах разреза.

Крупные жилы магнетита с высоким содержанием железа свидетельствуют о перемещении больших количеств рудных растворов в рудоподводящих каналах. Поднимаясь

в верхние горизонты, эти растворы, встречая на своем пути благоприятные для отложения рудного вещества породы, могут образовывать пластобразные залежи магнетитовых руд.

На Седановском месторождении (Ангаро-Илимский железорудный район) мощные на поверхности рудные тела с богатым оруденением образуют жильную зону, контролируемую субширотным тектоническим разломом. Вмещающими породами для жильных рудных тел являются терригенные отложения, неблагоприятные для метасоматического рудного замещения. Но это не исключает наличия в нижележащих стратиграфических подразделениях ордовика и кембрия, имеющих благоприятный терригенно-карбонатный состав, залежей метасоматических железных руд. Об этом свидетельствуют данные разведки месторождений Кодинской группы — Тагарского, Пихтового, Огненского, где в кембрийских карбонатных породах установлены залежи метасоматических руд, разнообразные как по морфологии, так и по структурному положению, а также горизонтальная залежь на Коршуновском месторождении, расположенная в верхних горизонтах терригенно-карбонатных пород литвинцевской свиты.

В Средне-Ангарском железорудном районе в отложениях карбона имеется ряд мелких месторождений и рудопроявлений — Юрохтинское, Нижне-Тагарское, Ильбокичское и др. Оруденение в отложениях карбона с невысоким качеством руд может служить индикатором, свидетельствующим о возможности наличия более крупных скоплений магнетитовых руд в пределах тех же рудоконтролирующих структур, а также в нижележащих отложениях ордовика и кембрия с более благоприятным литологическим составом для метасоматического рудоотложения.

Модель обобщенного рудного профиля, характеризующая размещение оруденения и формы его локализации по вертикали, позволяет оценить глубины залегания коллекторов, благоприятных для разгрузки рудных растворов. Литологические и структурные особенности пород определяют морфологию рудных залежей и промышленные типы руд для различных стратиграфических уровней.

Структурное и стратиграфическое положение, а также морфологические особенности оруденения, дополненные изучением вещественного состава метасоматических образований и вмещающих пород, позволяют в конкретных случаях обоснованно судить о перспективности оцениваемых объектов на глубину или прогнозировать масштабы оруденения в новых потенциально рудоносных районах. Установленные конкретные типы рудокаллизующих структур для определенных стратиграфических уровней, литологические особенности пород, подвергшихся избирательному скарново-рудному замещению, и масштабы оруденения, локализованного в определенных структурах, дают возможность количественно оценить запасы прогнозируемых объектов.

Для выявления структур, контролирующих размещение железорудных объектов, следует проводить следующий комплекс геофизических

работ: гравиметрическую и магнитометрическую съемку в рудных полях масштаба 1:10 000 или 1:5000, а для разбраковки гравиметровых и магнитных аномалий на рудные и безрудные использовать электроразведочные методы — ВП, ВЭЗ, ЕП (Ковалевич, 1971).

Закономерности локализации оруденения в осадочном чехле Сибирской платформы составляют основу прогнозирования месторождений данной железорудной формации. На первом этапе основное значение имеет оценка структурно-тектонических условий потенциально-рудоносных площадей. Во второй этап дается анализ данных геологического разреза выделенных площадей. В исследованиях третьего этапа намечаются локальные участки для поисковых работ. В этом этапе следует выделить два подэтапа: в первый подэтап проводятся геофизические работы (гравиметрия, магнитометрия, электрозведка); во второй — крупномасштабное картирование с комплексом поисковых и поисково-оценочных работ. На составляемых картах должны быть выделены геофизические аномалии, рудные свалы, шлиховые ореолы рассеяния магнетита и магномагнетита, зоны метасоматически измененных пород (гранатовые, гранат-пироксеновые скарны, зоны хлоритизации и серпентинизации).

СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВАЯ¹ ФОРМАЦИЯ, ПРИУРОЧЕННАЯ К ФЕМИЧЕСКИМ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМ КОМПЛЕКСАМ ПОРОД ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

¹ Этот термин, хотя и не полностью определяющий данную формацию, сохранен автором из-за его краткости и «привычности». Но под этим названием понимается формация в ее фактическом виде, т. е. с метасоматитами, представленными не только скарнами, но и щелочными метасоматитами (альбит, скаполит), водными силикатами и другими минеральными ассоциациями.

Скарново-магнетитовые руды являются основой сырьевой базы черной металлургии Востока СССР. В связи с возрастающими потребностями в этих рудах в восточных районах страны проводятся большие объемы прогнозно-оценочных и поисково-разведочных работ. Результативность этих работ в первую очередь зависит

от степени обоснованности используемых рудоконтролирующих факторов. Но определение последних при наличии целого ряда дискуссионных положений в трактовке генезиса скарново-магнетитового оруденения — проблема весьма сложная и, вероятно, долгосрочная. Проводимые в настоящее время крупномасштабные прогнозные работы испытывают острую потребность в надежных геолого-промышленных критериях, прежде всего для обоснованного проведения так называемой «разбраковки» известных гравиманнитных аномалий на промышленные и непромышленные объекты (по сути, наиболее ответственная задача проводимых в настоящее время крупномасштабных прогнозных работ на скарново-магнетитовое оруденение).

Основной целью данной работы является установление факторов, определяющих характер и, главное, интенсивность рудонакопления. Сделана попытка количественно оценить характер зависимости между основными рудоконтролирующими факторами и интенсивностью рудонакопления.

В литературе обстоятельно освещены основные общегеологические вопросы, касающиеся рассматриваемого в данной работе оруденения (Баклаев, 1973; Богацкий, Курцерайте, 1966; Дымкин и др., 1970; Кобзарь, 1966; Момджи, 1974; Овчинников, 1960; Пастушенко, 1974; Поляков, 1967; Прямоносков, 1970; Соколов, Григорьев, 1974; и др.), поэтому здесь приведены только данные, имеющие непосредственное отношение к затронутой проблеме.

По размаху (масштабу) можно выделить следующие типы скарново-магнетитового оруденения.

Уникальное, наиболее интенсивно развитое скарново-магнетитовое оруденение, в основном приуроченное к крупным, пластового

типа рудным залежам, в значительной мере состоящим из сплошных магнетитовых руд. К этому типу относятся месторождения с запасами от 0,5 до 1 млрд. т и более. Рудные поля этого типа оруденения включают одно или два весьма крупных (с запасами до 1 млрд. т и более) месторождения (например, Соколовско-Сарбайское рудное поле). Такого типа рудные поля относятся к рудным полям I типа (РП-I). Оруденение данного типа известно пока только в центральной части Валерьяновской зоны Тургай.

«Рядовое» промышленное оруденение — наиболее широко распространенный тип скарново-магнетитового оруденения обычно с довольно значительным числом рудных тел чаще всего сложной линзообразной формы. Сплошные магнетитовые руды значительно менее развиты по сравнению с предыдущим типом. Месторождения преимущественно среднего, но иногда и крупного размера (с запасами от 0,1 до 0,5 млрд. т). Рудное поле II типа представлено средним и несколькими мелкими месторождениями, которые обычно также вовлекаются в отработку при благоприятных экономических параметрах. К этому типу относится большинство месторождений Урала и Алтае-Саянской области.

Охарактеризованными двумя типами и ограничивается промышленное скарново-магнетитовое оруденение.

Довольно широко распространенное скарново-магнетитовое оруденение, представленное группами только мелких месторождений (рудные поля III типа), обычно не представляет самостоятельного промышленного интереса и учитывается только при расположении вблизи месторождений предшествующего типа.

В данной работе рассматривается в основном промышленное скарново-магнетитовое оруденение, т. е.

оруденение первого и второго типа (рудные поля I и II типа).

Исследование велось по следующей принципиальной схеме.

1. Определялись основные (региональные и локальные) факторы, контролирующие характер и масштаб рудонакопления. Объектом анализа являлись разведанные месторождения. При анализе учитывались только те факторы, которые могут быть достаточно определены установлены на новых объектах в результате проведения мелко- и среднемасштабных прогнозно-оценочных работ.

2. При качественной оценке рудоконтролирующие факторы, характерные для уникального оруденения, относились к наиболее благоприятным; факторы, контролирующие рядовое оруденение — к благоприятным; наконец, факторы, присущие слаборазвитому типу оруденения, относились к малоблагоприятным. При этом учитывалось максимально возможное в данных геологических условиях оруденение.

3. Анализ данных о количестве запасов и величине результирующих показателей степени благоприятности соответствующих рудоконтролирующих факторов по ряду разведанных месторождений, представляющих основные геолого-промышленные типы месторождений скарново-магнетитовых руд, позволил выявить функциональную зависимость между указанными показателями, которая и может быть использована для количественной оценки прогнозных запасов новых объектов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Характер и степень интенсивности рассматриваемого типа оруденения предопределяется двумя основными, тесно взаимосвязанными факторами: структурно-тектоническими особен-

ностями строения и характером магматизма зон развития скарново-магнетитового оруденения.

Геологическая (структурно-тектоническая) позиция зон развития скарново-магнетитового оруденения

При анализе геологической позиции зон развития скарново-магнетитового оруденения обращает на себя внимание четкая приуроченность основной массы промышленного оруденения к краевым зонам эвгеосинклинальных областей складчатых систем, а точнее к зонам сочленения различного рода структур (табл. 8). В этих зонах расположено около 95% разведанных месторождений, содержащих 97% суммарного количества балансовых запасов скарново-магнетитовых руд.

Наиболее продуктивно сочленение структур первого порядка, а именно складчатых систем, и в первую очередь сочленение герцинской системы Урала с каледонской системой Казахстана, к которому приурочено скарново-магнетитовое оруденение Валерьяновской зоны Тургай (см. табл. 8). А. М. Дымкин отмечает, что Тургайский прогиб «...представляется как опущенная и весьма сложная зона сочленения Уральской и Казахстанских структур. Причем на западе этой зоны довольно отчетливо проявляются структурные особенности, присущие Уралу, а на востоке — структурный план фундамента прогиба заметно меняется, приобретая черты, свойственные Казахстанской складчатой области. Прогиб отделяется от смежных с ним регионов глубинными разломами почти меридионального простирания» (Дымкин и др., 1970, с. 7).

Близкой по характеру, но уступающей по масштабу оруденения является область сочленения ранних

ТАБЛИЦА 8. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГРУПП ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Основные группы месторождений. Основной тип промышленного оруденения		Значимость выделенных групп месторождений		
		Количество промышленных месторождений (от общего числа промышленных месторождений)	Балансовые запасы, млрд. т (от общего количества балансовых запасов)	
Краевые зоны авгеосинклинальных областей складчатых систем — зоны сочленения:	Сочленение структур первого порядка — складчатых систем («внешнее» сочленение)	Сочленение герцинид Урала с каледонидами Казахстана. Валерьяновская зона Уникальное оруденение	6 (27%)	4,1 (56%)
		Сочленение каледонид с байкалидами. Алтае-Саянская область, месторождения Таят-Табратской группы Рядовое оруденение	1 (5%)	0,1 (1,4%)
	Сочленение структур второго порядка (внутри-системное, «внутреннее» сочленение)	Зоны сочленения каледонид с герцинскими межгорными прогибами (зоны активизации каледонид Алтае-Саянской области) Рядовое оруденение	8 (36%)	1,5 (20,4%)
		Зоны сочленения эв- и миеогеосинклинальных областей складчатой системы (зона сочленения западного и восточного склонов Урала) Рядовое оруденение	6 (27%)	1,4 (19,4%)
Внутренние зоны эв-геосинклинальных областей складчатых систем	Рудные зоны приурочены к геосинклинальным прогибам (типа Магнитогорского, Тагильского и других мегасинклинорий областей прогиба Урала) Рядовое оруденение	1 (5%)	0,2 (2,8%)	
	Слаборазвитое, не представляющее самостоятельного промышленного значения оруденение, приуроченное к геоантиклинальным поднятиям (типа Зауральского поднятия)	—	—	

каледонид Алтае-Саянской области с байкалидами. К этой области приурочена Таят-Табратская группа месторождений.

Значительный промышленный интерес представляют также зоны вну-

трисистемного сочленения структур второго и более высокого порядков (см. табл. 8). Характерным примером такого рода структур являются зоны сочленения ранних каледонид Алтае-Саянской области с располо-

женными внутри них герцинскими структурами — межгорными прогибами. Эти зоны, обычно называемые зонами девонской тектоно-магматической активизации каледонид, локализуют скарново-магнетитовое оруденение, так как именно они обладали повышенной подвижностью как в каледонское, так и в герцинское время.

Второй разновидностью внутрисистемных зон сочленения являются зоны сочленения мио- и эвгеосинклинальных областей одной и той же системы. Так, например, для Урала это зона сочленения его западного (миогеосинклинальная область) и восточного (эвгеосинклинальная область) склонов, к которой приурочены основные промышленные месторождения. Это положение подтверждают и представления других исследователей о характере локализации скарново-магнетитового оруденения Урала. Так, Л. Н. Овчинников в 1957 г., а затем в 1960 г. отметил, что месторождения рассматриваемого типа на Среднем и Северном Урале располагаются в виде узких меридиональных поясов, причем большинство из них укладываются в два главных пояса, ограничивающих с востока и запада Зеленокаменный (Тагило-Магнитогорский) синклинорий. Очевидно, Западный пояс приурочен к сочленению структур второго порядка (сочленение западной миогеосинклинальной и восточной эвгеосинклинальной областей Уральской складчатой системы), а Восточный — к сочленению структур третьего порядка, т. е. Тагило-Магнитогорского мегасинклинория с Зауральским поднятием. Сочленению структур более низкого (второго) порядка отвечает более интенсивное оруденение — в Западном поясе находятся основные промышленные месторождения Среднего и Северного Урала. Я. П. Баклаев (1973, с. 6), рассматривая связь руд-

ных поясов Урала со структурой последнего, отмечает, что «все они приурочены к зонам разломов глубокого заложения в погружениях эвгеосинклинали, особенно активно образующихся в областях сочленений (разрядка моя — И. П.) положительных и отрицательных пликативных структур второго и отчасти третьего порядка. Эти зоны отличаются интенсивным расслаблением, дроблением и милонитизацией пород, наличием резких переходов от антиклинорий к синклинориям, что выражается в несоответствии мощностей, состава и возраста соприкасающихся осадочно-вулканогенных толщ, а также в наличии четких гравитационных ступеней по их границам».

Высокая степень интенсивности скарново-магнетитового оруденения в различного рода областях сочленения объясняется тем, что эти области представляют собой зоны длительного развития, весьма насыщенные разрывными нарушениями, обусловившими высокую проницаемость данных участков земной коры, что в свою очередь способствовало интенсивному развитию метасоматического процесса вообще и рудно-метасоматического — в частности.

Скарново-магнетитовое оруденение развито, правда, в значительно меньшей степени и во внутренних зонах эвгеосинклинальных областей (см. табл. 8), причем и здесь оно также приурочено к зонам сочленения, но уже структур третьего и более высокого порядка. Основным фактором, предопределяющим масштаб оруденения, является, по-видимому, тип структур второго порядка, их принадлежность к прогибам или поднятиям. Промышленное оруденение (рядовое) приурочено к геосинклинальным прогибам (см. табл. 8). Таким образом, степень благоприятности региональных рудоконтролирующих факторов можно оценить следующим образом.

Зоны внешнего сочленения складчатых систем, к которым приурочено уникальное оруденение (см. табл. 8), следует считать наиболее благоприятными, а зоны, приуроченные к внутригеосинклинальным поднятиям со слабо развитым оруденением, следует отнести к малоблагоприятным рудоконтролирующим факторам. Все остальные варианты геологической позиции, отвечающие развитию рядового промышленного оруденения, следует считать благоприятными факторами.

Комплексы магматических пород, с которыми ассоциируется скарново-магнетитовое оруденение

Наиболее интересное в промышленном отношении скарново-магнетитовое оруденение ассоциирует с вулканоплутоническими комплексами магматических пород (ВПК), представленными комагматическими вулканическими и интрузивными формациями, сближенными в пространстве и времени и принадлежащими определенному геотектоническому этапу. А. М. Дымкин и др. (1970), отмечая тесную связь вулканических и плутонических процессов как одну

из характерных особенностей магматизма, присущего ряду железорудных провинций, а также приуроченность рассматриваемого типа оруденения к областям наибольшей концентрации вулканогенных и интрузивных пород основного и среднего состава, полагает, что рудный процесс является частью единого, более сложного и длительного магматогенного процесса.

Базируясь на классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964), можно следующим образом представить формационный состав основных вулканоплутонических комплексов, с которыми ассоциирует скарново-магнетитовое оруденение (табл. 9).

Касаясь происхождения и характера развития вулканогенных интрузивных формаций, Ю. А. Кузнецов отмечает следующие весьма важные особенности, которые следует учитывать при формационном анализе.

1. В типичных случаях интрузивные комплексы обнаруживают тесную связь с близкими по составу и возрасту эффузивами, что обусловлено общностью магматических очагов. Поэтому происхождение интрузивных формаций характеризуемого ряда нельзя рассматривать изоли-

ТАБЛИЦА 9. СОПРЯЖЕННЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (ВПК), С КОТОРЫМИ АССОЦИИРУЕТСЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Формация и субформация	
Эффузивная	Интрузивная
Андезитовая базальт-андезитовая субформация андезит-дацитовая субформация	Габбро-диорит-гранодиоритовая
Трахиандезитовая	Габбро-монцит-сиенитовая габбро-сиенитовая ¹ субформация существенно сиенитовая ¹ субформация

¹ Приведены только те субформации, с которыми ассоциируется скарново-магнетитовое оруденение.

ровано от вопроса о происхождении связанных с ними эффузивных формаций (Кузнецов, 1964, с. 202). Однако в большинстве случаев эта связь или не анализируется или же отрицается, что отражается на качестве исследований. «Установление связей между эффузивными и интрузивными процессами может дать особенно много для понимания истории развития глубинного магматического очага и механизма процесса рудообразования, потому что именно в эффузивных сериях легче всего устанавливается последовательность извержений лав различного состава, являющаяся прямым отражением процессов глубинного магнообразования, конечно, с поправкой на явления ассимиляции и дифференциации, осуществляющиеся на пути от очага к поверхности» (там же, с. 203).

2. Группа габбро-диорит-гранитных формаций, так же как и базальт-андезит-липаритовая группа эффузивных формаций, «специфична только для долгоживущих подвижных (складчатых) областей и не свойственна устойчивым областям... Она всегда связана с образованием поднятий... Соотношение ее со временем образования больших гранитных интрузий батолитового типа может быть различным» (там же, с. 204).

Первый из приведенных в табл. 9 вулканоплутонических комплексов, представленный базальт-андезитовой эффузивной и габбро-диорит-гранодиоритовой интрузивной формациями, характерен для герцинид (области прогибов) и областей сочленения складчатых систем различного возраста. Второй вулканоплутонический комплекс (трахиандезитовая эффузивная и габбро-сиенитовая интрузивная формации) характерен для областей геосинклинальных прогибов каледонид.

Г. В. Поляков (1967) выделяет еще так называемый «сиенитоидный ком-

плекс», представленный небольшими по размерам гипабиссальными интрузивными телами субщелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, расположенных вместе с близкими к ним по составу эффузивами трахилипаритового ряда в разрывных зонах сопряжения девонских вулканогенно-осадочных отложений, выполняющих впадины, с древними комплексами раннекаледонских складчатых систем Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна.

С названными выше вулканоплутоническими комплексами ассоциируется практически все промышленное оруденение, причем наиболее «продуктивными» являются вулканоплутонические комплексы, приуроченные к областям сочленения складчатых систем различного возраста.

Высокую продуктивность вулканогенных интрузивных формаций Ю. А. Кузнецов объясняет следующими причинами:

«1) положением питающих магматических очагов на границе базальтовой и осадочно-метаморфических оболочек, вследствие чего вещество обоих входит в состав генерирующей здесь магмы;

2) значительной ролью в интрузивном и рудном процессах глубоких разломов, возможно проникающих в мантию и облегчающих миграцию вещества из последней в верхние слои литосферы;

3) гипабиссальной или приповерхностной обстановкой формирования большинства интрузивных комплексов, благоприятствующей возникновению концентрированных и телескопированных месторождений» (Кузнецов, 1964, с. 152—153).

Интрузивы вулканоплутонического комплекса, с которыми связано промышленное скарново-магнетитовое оруденение, — это гипабиссальные интрузивы трещинного типа. Размеры площадей эрозионного среза

этих интрузивов колеблются от нескольких квадратных километров до 100—150 км², причем более «продуктивными» являются малые интрузивы, размер площади эрозионного среза которых не превышает обычно 40—50 км². Вероятно, малые интрузии являются сателлитами более крупных интрузивных тел, залегающих на значительной глубине. Имеющийся геофизический материал по некоторым интрузивным комплексам (например, Соколовско-Сарбайский комплекс) свидетельствует о сателлитном характере малых интрузий (Е. М. Ананьева, 1958 г.).

Скарново-магнетитовое оруденение областей поднятий ассоциируется обычно с плутоническими комплексами, под которыми понимаются комплексы интрузивных пород, существенно отличающихся по составу и времени образования от вмещающих их эффузивных пород. Интрузивные массивы плутонического комплекса (ПК) характеризуются значительными размерами верхней эродированной кромки, измеряемой обычно несколькими десятками или даже сотнями квадратных километров.

Так, например, магматические комплексы Зауральского поднятия, по данным О. К. Ксенофонтова (1970 г.), слагают плутоны типа батолитов, вытянутые в меридиональном направлении. Массивы сформированы в течение четырех фаз интрузивной деятельности. Скарново-магнетитовое оруденение связано со второй, главной фазой, представленной диоритами, гранодиоритами, гранитами и кварцевыми монцонитами.

Наиболее характерным типом плутонических формаций являются батолитовые гранитоидные формации. Из выделяемых Ю. А. Кузнецовым (1964) батолитовых гранитоидных формаций зоны развития скарново-магнетитового оруденения ассоциируются чаще всего с батолитами «пёстро́го» состава.

Наиболее характерным типом месторождений, ассоциирующихся с интрузивами плутонического комплекса, являются месторождения, приуроченные к останцам кровли интрузивного массива. С плутоническими комплексами связаны преимущественно мелкие месторождения, представляющие промышленный интерес только в том случае, если вблизи имеются промышленные месторождения.

Таким образом, для рассматриваемой группы региональных рудоконтролирующих факторов можно говорить о двух их группах соответственно степени их благоприятности: благоприятными следует считать вулканоплутонические комплексы (ВПК), с которыми может ассоциироваться как уникальное, так и рядовое оруденение, а малоблагоприятными — плутонические комплексы (ПК), для которых характерно главным образом слабо развитое оруденение.

ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

В качестве основных условий, при которых возможно развитие промышленного скарново-магнетитового оруденения, является благоприятность:

- 1) литологического состава;
- 2) структурно-тектонических условий;
- 3) характера развития магматического комплекса пород.

Наконец, показателем, характеризующим как бы степень реализации вышеуказанных потенциальных возможностей геологической среды, является характер и масштаб развития метасоматитов, ассоциирующихся с рассматриваемым типом магнетитового оруденения.

Вышеперечисленные основные рудоконтролирующие факторы тесно связаны между собой. Выпадение

хотя бы одного из них нередко сводит на нет благоприятность остальных факторов. Поэтому результирующий показатель степени благоприятности должен быть комплексным показателем (так он нами и учитывается). В то же время каждый из рудоконтролирующих факторов имеет свои специфические особенности, которые подлежат индивидуальному учету.

Литологический контроль скарново-магнетитового оруденения

Анализ разрезов продуктивного (т. е. рудовмещающей, подрудной и надрудной толщ) комплекса, вмещающего основные геолого-промышленные типы месторождений скарново-магнетитовых руд, показал зависимость масштаба оруденения от следующих основных факторов:

- 1) формационного состава рудовмещающей толщи;
- 2) интенсивности развития и характера распределения в рудовмещающей толще известняков;
- 3) состава подрудной толщ.

По количественному соотношению лав и туфов выделяются два ряда формаций (Страхов, 1963): формации эффузивного ряда, где резко преобладают лавы, и формации эксплозивного ряда, где преобладают вулканокласты. Первые возникли благодаря развитию извержений преимущественно трещинного типа и слагаются главным образом основными породами; вторые сформированы извержениями центрального типа с магмой то основной, то средней, то кислой, но преимущественно двумя последними.

Скарново-магнетитовое оруденение приурочено, как правило, к формациям эксплозивного ряда, характерным для завершающих этапов развития геосинклиналей, вплоть до превращения их в складчатые системы.

Формации эксплозивного ряда в зависимости от состава цемента туфов подразделяются (Страхов, 1963) на вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-известковистые.

Одним из главных критериев благоприятности разреза является интенсивность развития вулканогенно-известковых формаций — чем интенсивнее развиты эти формации, тем более благоприятны соответствующие разрезы (табл. 10).

В отношении известняков благоприятным следует считать некоторый оптимальный вариант их развития, так как при крайних вариантах (известняки отсутствуют в разрезе или же, наоборот, резко преобладают) скарново-магнетитовое оруденение обычно не представляет промышленного интереса.

Важным фактором является также состав подрудной толщ — благоприятно наличие в подрудной толще вулканитов.

Таким образом, наиболее благоприятным типом разреза, отвечающим максимальному развитию оруденения (уникальное оруденение), является разрез, представленный преимущественно известковистыми туффитами. В основании разреза рудовмещающей толщ залегает горизонт известняков оптимальной мощности (100—300 м). Подрудная толщ представлена вулканитами. Такого рода разрез установлен в центральной части Валерьяновской зоны — на Соколовском (рис. 25) месторождении.

Благоприятным можно считать разрез, в котором наряду с туфами и туффитами с известковистым цементом появляются разности с кремнистым цементом и отдельные прослои (пачки) лав. Известняки представлены отдельными разрозненными прослоями (переслаивание вулканитов и известняков). Этот тип разреза, наиболее широко распространенный («рядовое» про-

ТАБЛИЦА 10. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ И ПОКАЗАТЕЛИ СТЕПЕНИ ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ НА СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Тип разреза (показатель степени благоприятности)	Характеристика рудовмещающей толщи			Состав подрудной толщи
	Формационный состав	Основные особенности литологического состава	Характер известняков	
Наиболее благоприятный (уникальное оруденение, П _{сб} — 4 балла)	Вулканогенно-известковые формации эксплозивного ряда	Туффиты и туфы, преимущественно известковистые	Известняки в разрезе представлены отдельными прослоями или слагают толщи «оптимальной» (100—300 м) мощности. Известняки обычно загрязнены туфовым материалом	Вулканиты
Благоприятный (рядовое оруденение, П _{сб} — 2—3 балла)	Формации эксплозивного и эффузивного ряда при ведущей роли первых	Чередование развитых примерно в равной степени туффитов, туфов, лав и известняков	Известняки развиты в виде отдельных прослоев (переслаивание вулканитов и известняков)	Вулканиты, известняки, породы терригенного комплекса
Малоблагоприятный (слаборазвитое оруденение П _{сб} — 1 балл)	Преимущественно формации эффузивного ряда при наличии формаций эксплозивного ряда и пород терригенного комплекса	Пестрота состава. Слабое развитие известковистых туффитов. Нередко разрез представлен только лавами или породами осадочного комплекса. Цемент туфов в основном кремнистый	Известняки развиты слабо (иногда отсутствуют) или слагают весьма мощную (до 500 м и более) монотонную толщу	

мышленное оруденение), характерен для Урала, Северного Казахстана и Алтае-Саянской области.

Малоблагоприятный тип разреза отличается прежде всего весьма слабым развитием известковых туффитов. Более интенсивно (вплоть до сплошного) развиты лавы. Весьма интенсивно развиты породы терригенного комплекса. Цемент ту-

фов и туффитов в основном кремнистый. Известняки развиты или слабо, или весьма интенсивно, резко преобладая в разрезе (их мощность значительно превышает оптимальную).

Этому типу разреза отвечает ранее охарактеризованный тип слаборазвитого оруденения, приуроченного обычно к областям поднятий.

Возраст	Колонка		Породы	Толща
	Колонка	Мощность, м		
C ₁ V ₃ n		> 900	Преимущественно туфы андезитового, андезито-базальтового и смешанного состава, реже туфы кислых пород. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириды	Надрудная
C ₁ V ₂₋₃		> 500	Преимущественно туффиты с прослоями туфов андезитовых порфиритов (мощностью до 60 м), реже андезитовых порфиритов и известняков. Туффиты пелитовые и алевроито-пелитовые, тонкослоистые, нередко известковистые	Рудовмещающая
C ₁ V ₂		200-350	Известняки, содержащие обильную фауну брахиопод, криноидей, изредка кораллов; внутри горизонта - маломощные прослои туффитов, изредка туфов	Рудовмещающая
C ₁ V ₁		> 400	Преимущественно вулканические брачки и туфы андезитовых порфиритов	Подрудная

Рис. 25. Литолого-стратиграфическая колонка Соколовского месторождения. По А. И. Руденко

Типы разрезов определяют характер оруденения и типы рудных полей. Так, наиболее благоприятному типу разрезов (уникальное оруденение) отвечают рудные поля, представленные одним-двумя месторождениями с весьма крупными (до уникальных) запасами.

Благоприятному типу разрезов («рядовое» промышленное оруденение) отвечают рудные поля, представленные обычно одним-двумя средними и несколькими мелкими месторождениями (например, рудные поля Высокогорского, Гороблагодатского и других месторождений). Малоблагоприятному типу (слабое развитие оруденения) отвечают рудные поля третьего типа (РП-III), представленные группой мелких месторождений.

Таким образом, при оценке степени благоприятности рудовмещающей толщи основное внимание должно быть уделено:

1) характеру и степени развития туффитов, в особенности известковистых;

2) характеру развития известняков;

3) степени однородности разреза (малоблагоприятным является монотонный разрез, в особенности, если в нем резко преобладает один из таких неблагоприятных компонентов, как лавы или же породы терригенного комплекса).

Структурный контроль скарново-магнетитового оруденения

Наличие весьма обширной литературы, касающейся факторов, контролирующих скарново-магнетитовое оруденение (специально этому вопросу посвящена, в частности, работа Я. П. Баклаева, 1973) позволяет перейти непосредственно к оценке степени благоприятности основных структурных факторов.

Структурные рудоконтролирующие факторы можно подразделить на две группы:

1) прямые структурные факторы, к которым относятся всякого рода складчатые, дизъюнктивные и пликативные рудоносные структуры;

2) косвенные структурные факторы, показателями которых могут служить размер, форма и характер пространственной локализации трещинных интрузивов, с которыми ассоциируется скарново-магнетитовое оруденение.

При оценке степени благоприятности основных элементов этих групп рудоконтролирующих факторов учитывается промышленный тип оруденения, которому они соответствуют. Так, учитывая приуроченность оруденения к горизонтальным флексурным зонам (Качарское месторождение) или к сводам брахиантиклиналей (Соколовско-Сарбайское рудное поле), такого рода структуры следует считать наиболее благоприятными. По данным П. С. Прямоноснова (1970), месторождения обычно залегают только в складчатых структурах, осложненных более мелкой складчатостью

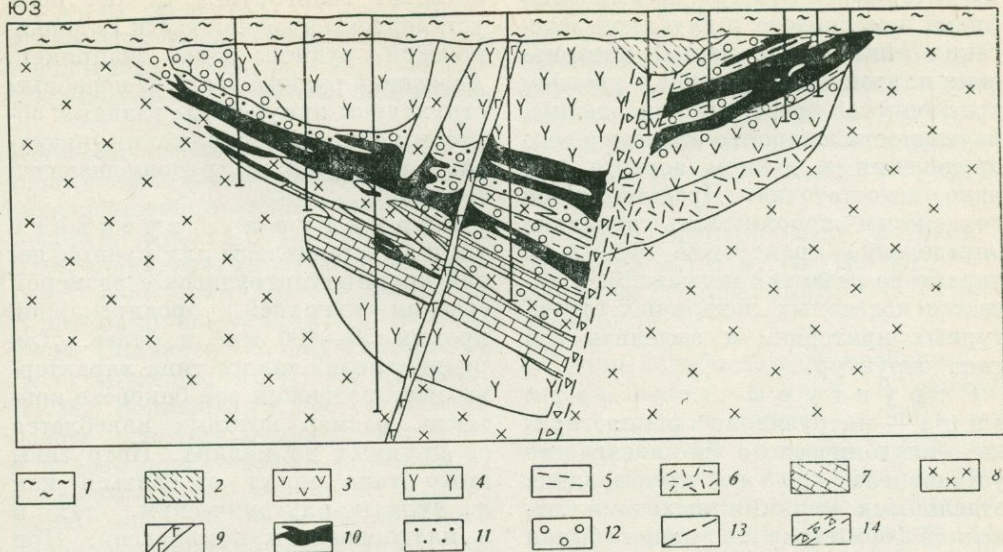


Рис. 26. Геологический разрез месторождения Елтай III. По А. М. Дымкину, В. М. Шербаку. 1—2 — рыхлые отложения; 3 — андезитовые порфириты; 4 — дацитовые порфириты; 5 — туффиты; 6 — туфы; 7 — мраморизованные известняки; 8 — диориты; 9 — дайки диабазовых порфиритов; 10 — магнетитовые руды сплошные; 11 — вкрапленность и гнезда магнетита; 12 — пироксен-гранатовые скарны; 13 — тектонические разрывы; 14 — тектонические брекчи и милониты

по характеру зоны брекчирования и милонитизации областей активизации (зоны сочленения собственно геосинклинальных структур с наложенными орогенными прогибами — см. табл. 8), характерные для восточных районов Алтае-Саянской области, а также участки интенсивных разрывных нарушений в крыльях брахисинклинальных структур.

(в том числе поперечной), флексурами, полостями отслоения и (или) разрывными нарушениями. Подобные осложнения и нарушения с образованием «структурных ловушек» («структурных аномалий») предпочтительнее образуются в брахиантиклинальных и антиклинальных структурах.

Мало благоприятными следует считать структуры, представляющие собой системы в той или иной степени оруденелых останцов кровли интрузива (рис. 26). К таким структурам приурочено довольно распространенное, но не имеющее самостоятельного значения слабозавитое оруденение.

Ведущая роль горизонтальных флексурных зон и сводов брахиантиклиналей отмечается также Я. П. Баклаевым (1973).

Характер связи скарново-магнетитового оруденения с магматизмом еще недостаточно ясен, имеется лишь ряд в той или иной степени обоснованных представлений.

К благоприятным структурам можно отнести, очевидно, структуры, в которых уже нет уникального оруденения, но еще расположено значительное число промышленных месторождений. Это прежде всего весьма разнообразные

Из опубликованных в последние годы работ, касающихся практической стороны рассматриваемого вопроса, следует отметить работу В. Т. Покалова и В. Г. Орлова (1973), в которой анализируется

характер связи между запасами вольфрама и молибдена и глубиной залегающих апикальных частей материнских плутонов, их формой и уровнем эрозионного среза. К сожалению, изученность скарново-магнетитового оруденения в данном аспекте еще явно недостаточна. Представляется возможным использовать довольно определенно трактуемые данные о характере развития магматизма в качестве косвенных локальных структурных критерием и выделить три типа структур.

Структуры первого типа — интрузивная фация вулканоплутонического комплекса не установлена или же представлена отдельными мелкими выходами линейной формы (размер выхода обычно 5—25 км²). Е. М. Анапьева (1959 г.), анализируя геофизические параметры Соколовско-Сарбайского рудного поля, для которого характерна рассматриваемая система развития пород магматического комплекса, отмечает, что наблюдаемые в данном рудном поле мелкие интрузивы — это сателлиты более крупных интрузивных тел, залегающих на глубине под вулканогенно-осадочными породами. Характеризуемая структура является наиболее благоприятной, именно с ней связано уникальное оруденение. Исходя из концепции, что наблюдаемые интрузивы являются сателлитами глубинного материнского интрузива, можно полагать, что ассоциирующие с рассматриваемой системой месторождения локализуются в надапикальной зоне интрузива (интрузив находится в подрудной толще). Для них типично обилие последних внедрений.

Структуры второго типа характерны для рудного поля, образованного группой сближенных мелких интрузивов обычно изометричной формы, представляющих собой, вероятно, апофизы, залегающие глубже крупного интрузивного

массива. Такого типа рудные поля установлены в южной части Валерьяновской рудной зоны (например, Адаевский рудный узел). К подобным структурам приурочены главным образом мелкие месторождения (интрузив находится в рудовмещающей толще).

Структуры третьего типа установлены для рудных полей крупных интрузивов с размером сечения верхней эродированной кромки 50—100 км² и более. Для рудных полей такого типа характерны месторождения зон бокового контакта, размер которых колеблется от крупных до мелких. Интрузивы этого типа могут относиться как к вулканоплутоническим, так и к плутоническим комплексам. При оценке масштаба оруденения, локализованного в зоне бокового контакта интрузива с вулканогенно-осадочной толщей, следует иметь в виду, что наиболее «продуктивным» является секущий характер контакта, к которому и приурочено промышленное скарново-магнетитовое оруденение.

В этом отношении весьма показателен характер развития скарново-магнетитового оруденения в контакте Тагило-Кувшинского массива. Так, восточный контакт этого массива является обычно согласным и нередко повторяет в плане изгибы складчатых структур вулканогенных и осадочных пород. Северный субширотный и юго-восточный контакты этого массива имеют секущий (под углом соответственно 90 и 60°) характер по отношению к толщам вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород субмеридионального простирания. Именно к зонам секущего контакта и приурочены основные промышленные месторождения Среднего Урала (к северному субширотному контакту приурочено Гороблагодатское, к юго-восточному — Высокогорское месторождения).

Об учете характера метасоматического изменения вмещающих пород вулканогенно-осадочного комплекса

Метасоматическое изменение вмещающих пород рассматриваемого типа оруденения обстоятельно охарактеризовано в трудах Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, Л. Н. Овчинникова, Г. А. Соколова, А. М. Дымкина, В. А. Вахрушева, Г. Л. Поспелова, Г. В. Полякова, В. В. Богацкого, Д. С. Штейнберга, П. Н. Кобзаря, П. М. Беляшова и др. В данной работе сделана попытка хотя бы в первом приближении определить, в какой мере характер и особенно масштаб метасоматического процесса может быть использован в качестве критерия оценки масштаба оруденения. Правомерность и целесообразность постановки такого рода вопроса обусловлены признаваемой большинством исследователей непосредственной связью оруденения с метасоматическим процессом, а также тем обстоятельством, что размеры метасоматического ореола обычно значительно превышают рудный ореол.

При всех довольно значительных вариациях качественных и количественных параметров, характеризующих метасоматиты основных промышленных типов месторождений скарново-магнетитовых руд, для них можно все же отметить зависимость масштаба скарново-магнетитового оруденения от масштаба развития щелочных метасоматитов предскарнового этапа (имеется в виду главным образом альбитизация и скаполитизация).

Используя в качестве количественного критерия масштаба развития щелочных метасоматитов протяженность ореола последних, нами выделяются два варианта такого рода критериев. Наиболее благоприятны ореолы протяженностью от сотен ме-

тров до первых километров, к которым приурочены уникальные и основные месторождения рядового оруденения. Благоприятными можно считать ореолы развития щелочных метасоматитов протяженностью от десятков до первых сотен метров.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ БЛАГОПРИЯТНОСТИ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Решение подобного рода проблемы — задача весьма сложная. В данной работе сделана попытка решить эту задачу хотя бы в первом приближении, базируясь на вышеохарактеризованных качественных определениях степени благоприятности основных рудоконтролирующих факторов.

Прежде всего возник вопрос о шкале оценки показателей степени благоприятности рудоконтролирующих факторов (П_{сб}). Чем более детально (более «балльная») принятая шкала, тем она ценнее, так как позволяет учитывать больше деталей геологического строения оцениваемого объекта. Но такого рода шкалы имеют и свои минусы. Применение детальных шкал оправдано при наличии достаточно обоснованных представлений о рудоконтролирующих факторах, в особенности локальных. Отсутствие же надежной геологической основы может привести при применении детальной (например, десятибалльной) шкалы к значительным погрешностям в оценке прогнозных запасов уже из-за неточностей в качественном определении степени благоприятности локальных факторов. Кроме того, прогнозная оценка запасов новых рудных объектов базируется на сравнительно ограниченной геологической информации, далеко не всегда позволяющей достаточно достоверно определить требуемые для детальной шкалы

«тонкости» геологического строения. В основу количественной оценки степени благоприятности рудоконтролирующих факторов положена трехбалльная шкала: наиболее благоприятные факторы оценивались тремя баллами, благоприятные — двумя и малоблагоприятные — одним. Единственным исключением из общего правила является применение четырехбалльной шкалы $P_{сб}$ при оценке типов разрезов. Это обусловлено весьма важной ролью состава вулканогенно-осадочной толщи, большим его разнообразием и возможностью достаточно определенной его характеристики уже на стадии поисково-оценочных работ.

Базируясь на ранее приведенной геологической характеристике рудоконтролирующих факторов и качественной оценке степени их благоприятности и исходя из только что охарактеризованного критерия количественной оценки рудоконтролирующих факторов составлены рекомендуемые для практического применения таблицы с количественными значениями $P_{сб}$ для региональных (табл. 11) и локальных (табл. 12) рудоконтролирующих факторов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ПОКАЗАТЕЛЯМИ СТЕПЕНИ БЛАГОПРИЯТНОСТИ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ И МАСШТАБОМ ОРУДЕНЕНИЯ

Объектом анализа являлись промышленные месторождения скарново-магнетитовых руд с утвержденными балансовыми запасами.

Поскольку оруденение образуется при совместном участии рудоконтролирующих факторов, то, следовательно, для определения интересующей нас зависимости необходимо знать для каждого из месторождений результирующий показатель сте-

пени благоприятности рудоконтролирующих факторов. Мы опробовали два простейших варианта определения этого показателя, а именно — суммы элементарных значений $P_{сб}$ и произведения тех же показателей (табл. 13). Сумма элементарных значений $P_{сб}$ весьма слабо реагирует на изменение величины запасов. Так, диапазон колебаний суммарных значений $P_{сб}$ равен 1 : 1,3 (13 : 17, гр. 14, см. табл. 13), а диапазон колебаний соответствующих значений запасов составляет 1 : 10 (142 : 1450, гр. 16, см. табл. 13). Для результирующего же показателя, равного произведению $P_{сб}$ (обозначим этот показатель индексом $РР_{сб}$), этот диапазон гораздо ближе по значению такого для запасов — 1 : 6 (72 : 432) (гр. 15, см. табл. 13).

Зависимость между значениями $РР_{сб}$ и величинами балансовых запасов анализируемых месторождений (рис. 27) аппроксимируется линейной функцией типа $y = ax$, что в принятых индексах соответствует уравнению

$$Q = K_{пр} \cdot РР_{сб} \dots \quad (1)$$

где Q — балансовые запасы (млн. т);
 $K_{пр}$ — коэффициент пропорциональности;

$РР_{сб}$ — результирующее значение показателя степени благоприятности рудоконтролирующих факторов, равное произведению элементарных значений последних. По имеющимся данным (см. табл. 13, рис. 27) $K_{пр}$ равен 2,5. Таким образом, конкретно уравнение (1) будет иметь следующий вид:

$$Q = 2,5 РР_{сб} \dots \quad (2)$$

Формула (2), отражающая характер зависимости между рудоконтролирующими факторами и величиной запасов скарново-магнетитовых руд, рекомендуется для количественной

ТАБЛИЦА 11. ПОКАЗАТЕЛИ СТЕПЕНИ БЛАГОПРИЯТНОСТИ (P_{сб})
РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Основные типы региональных рудоносных структур		Показатели степени благоприятности основных типов структур		
		Качественные	Количественные, баллы	
Крайние зоны автосинклинальных областей складчатых систем — зоны сочленения	РФ-I. Геологическая позиция зон развития скарново-магнетитового оруденения ¹			
	Сочленение структур первого порядка — складчатых систем («внешнее» сочленение)	Сочленение герцинитов с каледонидами (типа Валерьяновской зоны)	Наиболее благоприятная структура	3
		Сочленение каледонид с байкалидами (типа Таят-Табратского района)	Благоприятная структура	2
	Сочленение структур второго порядка (внутри-системное, «внутреннее» сочленение)	Зона сочленения каледонид с герцинитскими межгорными прогибами (зоны активизации каледонид, Алтае-Саянская область)	То же	2
		Зоны сочленения эв- и миеосинклинальных областей складчатой системы (зона сочленения западного и восточного склонов Урала)	»	2
	Внутренние зоны эвгеосинклинальных областей складчатых систем	Геосинклинальные прогибы (типа Магнитогорского, Тагильского и других мегасинклинорий областей прогиба Урала)	»	2
Геоантиклинальные поднятия (типа Зауральского поднятия)		Малоблагоприятная структура	1	

РФ-II. Комплексы магматических пород, с которыми ассоциирует оруденение

1. Вулкано-плутонические комплексы (ВПК)	Благоприятные	2
2. Плутонические комплексы (ПК)	Малоблагоприятные	1

¹ РФ-I—индекс группы факторов (РФ—региональные факторы).

ТАБЛИЦА 12. ПОКАЗАТЕЛИ СТЕПЕНИ БЛАГОПРИЯТНОСТИ ($P_{сб}$)
ЛОКАЛЬНЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Краткая характеристика локальных рудоконтролирующих факторов	Показатели степени благоприятности		
	Качественные	Количественные, баллы	
ЛФ-I. Типы разреза рудовмещающей толщи ¹	Наиболее благоприятные	4	
	Благоприятные	3—2	
	Малоблагоприятные	1	
ЛФ-II. Структурные факторы			
ЛФ-IIa. Прямые структурные факторы Горизонтальные флексуры, сводовые части и крылья брахиантиклиналей, осложненные складчатостью высоких порядков, а также различного рода дизъюнктивными и пликативными нарушениями	Весьма благоприятные	3	
Зоны брекчирования и милонитизации областей активизации каледонид. Крылья брахисинклиналильных структур, осложненные складчатостью более высоких порядков и нарушениями	Благоприятные	2	
Останцы вмещающих вулканогенно-осадочных пород в интрузивах	Малоблагоприятные	1	
ЛФ-IIб. Косвенные структурные факторы			
Интрузив не установлен или же он мелкого размера (площадь выхода чаще всего 5—25 км ²)	В рудном поле выходы одиночных интрузивов линейной формы	Весьма благоприятные	3
	В рудном поле — группы интрузивов изометричной формы	Благоприятные	2
Интрузивы крупного размера (площадь выхода 50—100 км ² и более)	Зоны секущего контакта	Весьма благоприятные	3—2
	Зоны согласного контакта	Малоблагоприятные	1
ЛФ-III. Протяженность ореолов развития щелочных метасоматитов			
Ореолы протяженностью от сотен метров до первых километров	Более благоприятные	2	
Ореолы претяженностью от десятков до первых сотен метров	Благоприятные	1	

¹ Подробная характеристика этих типов разреза приведена в табл. 10.

ТАБЛИЦА 13. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ $\Pi_{сб}$ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ И ЗАПАСАМИ ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Месторождение	Показатели степени благоприятности рудоконтролирующих факторов ($\Pi_{сб}$) в баллах согласно табл. 11 и 12										Сумма $\Pi_{сб}$	Произведение $\Pi_{сб}$ ($\Pi_{сб}$)	Балансовые запасы Q $A + B + C_1 + C_2$	Коэффициент пропорциональности $K_{пр} = \frac{Q}{\Pi_{сб}}$	
	$\Pi_{сб}$ региональных факторов (согласно табл. 11)					$\Pi_{сб}$ локальных факторов (согласно табл. 12)									
	РФ-1 **			РФ-2		ЛФ-1		ЛФ-IIa		ЛФ-IIIb					
	Ia1	I61	I62	1	2	1	2	1a	2a	1					2
Качарское	3			2	4			3				17	432	1450	2,7
Магнитогорское			2	2	3			3				15	216	540 *	2,5
Гороблагодатское			2	2		2	3		3	2		14	144	350 *	2,4
Шерегешевское		2		2		2		3		2		13	96	290	3,1
Куржункульское	3			2		2		2	3			13	72	142	2,0

* Запасы по этим месторождениям даны с учетом отработанных.

** РФ-1 — индекс группы факторов, Ia1 — индекс подгруппы факторов в табл. 11 (здесь конкретно: I — «зоны сочленения», а — «сочленение структур первого порядка...», 1 — «сочленение герцинид с каледонидами...»).

оценки последних на стадии прогнозных работ. Практически это заключается в определении показателей степени благоприятности рудоконтролирующих факторов ($\Pi_{сб}$), присущих оцениваемому объекту (см. табл. 11 и 12), и их результирующего показателя — $\Pi_{сб}$ (произведение элементарных значений $\Pi_{сб}$). Подставив полученное значение $\Pi_{сб}$ в формулу (2), получим величину прогнозных запасов оцениваемого объекта. Поскольку вывод формулы (2) базируется на балансовых запасах, то при ее применении получим данные о той наиболее достоверной и ценной в промышленном отношении части прогнозных запасов (назовем их активными прогнозными запасами — $Q_{ап}$), которая после проведения детальных разведочных работ станет балансовыми запасами. Таким образом, в конечном виде формула для количественной оценки

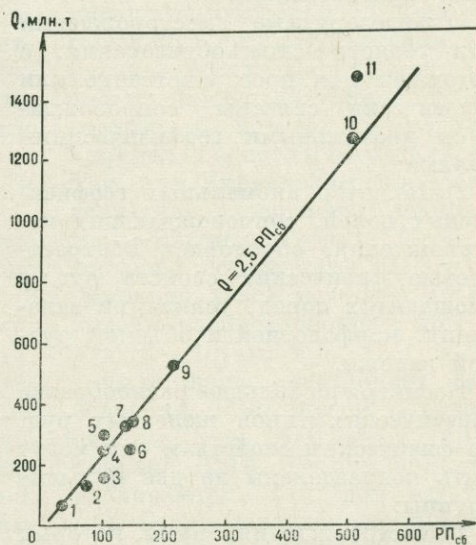


Рис. 27. Характер зависимости между результирующим показателем степени благоприятности рудоконтролирующих факторов ($\Pi_{сб}$) и запасами. Месторождения: 1 — Новопесчанское, 2 — Куржункульское, 3 — Тейское, 4 — Ампальнянское, 5 — Шерегеш, 6 — Высокогорское, 7 — Таштагольское, 8 — Гороблагодатское, 9 — Магнитогорское, 10 — Сарбайское, 11 — Качарское

прогнозных запасов будет иметь следующий вид:

$$Q_{\text{ап}} = 2,5 \text{ РП}_{\text{сб}} \dots \quad (3)$$

где $Q_{\text{ап}}$ — активные прогнозные запасы (млн. т.),

$\text{РП}_{\text{сб}}$ — результирующий показатель степени благоприятности рудоконтролирующих факторов.

Определяемые при помощи формулы (3) прогнозные запасы представляют как бы нижний предел прогнозной оценки (наиболее достоверная часть общих запасов оцениваемого объекта), являясь важным дополнением к прогнозной оценке за-

пасов геофизическими методами, устанавливающими как бы верхний предел прогнозной оценки (общие запасы оцениваемого объекта).

В заключение следует отметить, что вышеохарактеризованный метод, базирующийся на количественной оценке степени благоприятности рудоконтролирующих факторов, позволяет при сравнительно ограниченном объеме информации, получаемой на стадии поисково-оценочных работ, достаточно определенно производить количественную оценку запасов новых рудных объектов, и применим для других типов месторождений.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ¹ МЕТОДАМИ ГЕОФИЗИКИ

Принцип прогноза и оценки железорудных месторождений базируется на следующих физико-геологических предпосылках:

1) железорудные месторождения или геологические образования, с которыми они пространственно или генетически связаны, сопровождаются аномальными геофизическими полями;

2) характер аномальных геофизических полей, сопровождающих месторождения, обусловлен контрастностью физических свойств руд и вмещающих пород, условиями залегания, морфологией и объемом рудной залежи.

Несмотря на большое разнообразие генетических типов железных руд, по физическим свойствам они могут быть подразделены на две большие группы:

1) месторождения, руды которых отличаются высокой магнитностью;

¹ Имеются в виду только месторождения железных руд, приуроченные к ранее охарактеризованным формациям, т. е. формациям скарно- и титаномагнетитовых руд, а также железистых кварцитов.

2) месторождения, руды которых практически немагнитны или слабомагнитны.

Для железорудной промышленности наиболее важны существенно магнетитовые руды, представленные ранее охарактеризованными формациями железистых кварцитов, скарно-магнетитовых и магномагнетитовых руд. Промышленные залежи этих руд отличаются по сравнению с вмещающими их породами высокой магнитностью, плотностью, электропроводностью и поляризуемостью. Эти особенности их физических свойств создают благоприятные предпосылки для применения методов геофизики при поисках и оценке.

В настоящее время существенное значение приобретает также формация титаномагнетитовых руд, непосредственно связанных с габбровыми формациями. Этот тип руд также отличается высокой магнитностью, плотностью и электрополяризуемостью. Повышенные значения этих свойств, но более низкие, чем у руд, характерны также для пород материнской габбровой формации.

Физико-геологические предпосылки применения методов геофизики при изучении районов развития изверженных, метаморфических и осадочных пород, изложены в разделе «Основы прогноза и оценки рудных месторождений методами геофизики». Поэтому вопросы картирования этих пород в связи с поисками железных руд будут освещаться по мере необходимости. Примеры и графика заимствованы из работ В. И. Андреева и В. И. Куприна (1964), П. Н. Кобзарь и др. (1966), З. А. Крутиховской (1971), Н. Г. Шмидта (1956).

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Физические свойства железных руд этой формации в значительной степени зависят от содержания железа общего и железа магнетитового. Выделяются две основные группы промышленных руд: существенно магнетитовые (сильномагнитные) и существенно мартитовые (от слабомагнитных до практически немагнитных).

К первым относятся магнетитовые и гематит-магнетитовые разности железистых кварцитов, ко вторым — магнетит-мартитовые, мартитовые и гидрогематит-мартитовые руды.

Средние значения магнитной восприимчивости κ руд первой группы изменяются от десятых долей до 1—2 единиц СГСМ. Остаточное намагничение соизмеримо с индукционным, но направление векторов намагничения часто не совпадает. Средние значения магнитной восприимчивости у руд второй группы в десятки и сотни раз ниже, чем у руд первой.

Обе группы руд отличаются повышенной плотностью 3,3—3,7 г/см³. Наименее плотны рыхлые мартитовые руды (3,1—3,3 г/см³). Электрические свойства рассматриваемых руд представляют довольно пеструю картину. Для железистых кварцитов

любого минерального состава электрическое сопротивление изменяется от единиц до тысячи ом на метр. В значительной мере это связано со степенью трещиноватости и обводненности этих пород, которые в силу механической анизотропии обычно выше у железистых кварцитов, чем у вмещающих пород. Удельное электрическое сопротивление богатых магнетитовых руд не превышает нескольких десятков ом на метр. Наиболее низким сопротивлением характеризуются богатые мартитовые и гидрогематитовые руды.

В широких пределах изменяется скорость распространения упругих волн. Для железистых кварцитов наиболее характерны значения V_r в пределах 5,4—6,0 км/с. Рыхлые богатые мартитовые руды, часто слагающие основную часть обогащенной зоны, имеют V_r не более 3 км/с, тогда как у плотных разностей значения V_r могут достигать 5 км/с.

При широком колебании значений магнитных свойств у богатых мартитовых руд средние значения их намагниченности различны не только для различных бассейнов, но и для различных пластов и горизонтов в пределах одного и того же бассейна. Так, для Украинского щита среднее значение магнитной восприимчивости мартитовых руд $(3—16) \cdot 10^{-3}$, значение остаточного намагничения примерно такое же. Для КМА магнитная восприимчивость этого типа руд $(0—10) \cdot 10^{-3}$.

Если взять, например, средние значения магнитной восприимчивости для отдельных крупных районов КМА, то они значительно различаются. Так, для остаточных руд Старо-Оскольского района κ_{cp} составляет $1,1 \cdot 10^{-3}$, для Михайловского $0,25 \cdot 10^{-3}$, а для Белгородского $3,5 \cdot 10^{-3}$. Богатые мартитовые руды Белгородского района отличаются более высокими магнитными свойствами, чем руды других районов

КМА, и ближе по значениям к рудам Украинского щита. Плотность богатых руд Украинского щита 3,24—3,59 г/см³, а районов КМА — 3,45—3,68 г/см³. Наиболее низкое значение плотности богатых маритовых руд КМА наблюдается в Белгородском районе — 3,45 г/см³, наиболее высокое — в Старо-Оскольском районе — 3,68 г/см³.

Общность черт физико-геологического строения железорудных бассейнов этого типа обуславливает и общность структуры геофизических полей, характерной чертой которых является наличие линейных магнитных и гравитационных аномалий высокой интенсивности.

Рудоносные структуры железорудных бассейнов представлены синклинальными зонами протерозойского возраста, сложенными метаморфизованными осадочными, эффузивно-осадочными и железисто-кремнистыми образованиями. С последними связаны основные железорудные зоны (КМА, Кривой Рог и др.), которые выделяются интенсивными линейными магнитными и гравитационными аномалиями. Интенсивность магнитных аномалий достигает десятков, а местами 100 тыс. γ и более. Так, для Ингулецкой и Саксаганской полос Кривого Рога вертикальная составляющая магнитного поля изменяется от 5 тыс. до 44 тыс. γ. Положительные аномалии сопровождаются отрицательными аномалиями в сотни и тысячи гамм. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии наблюдаются в области южного замыкания Криворожского синклинория, где нижняя граница железистых пород залегает на небольшой глубине.

Кременчугская аномалия этого железорудного бассейна представляет собой сложную систему локальных максимумов, объединенных в общем контуре изодинамой 5 тыс. γ. Интенсивность отдельных максимумов

90 тыс. γ. В магнитном поле отчетливо вырисовываются общие контуры зоны распространения пород железорудной формации и положение отдельных горизонтов железистых кварцитов среди немагнитных сланцев. Изменение интенсивности поля над отдельными пластами или участками пластов связано чаще всего (при сохранении мощности пластов) с уменьшением содержания магнетита или, как это имеет место на восточном крыле синклинали, с развитием мартинизации. В западной части аномальной полосы интенсивность поля постепенно уменьшается от 75 тыс. до 2 тыс. γ, что связано с уменьшением мощности толщи и полным ее выклиниванием (рис. 28).

Протяженными линейными аномалиями (многие десятки километров) в магнитном и гравитационном поле фиксируются пласты железистых кварцитов КМА. Интенсивность аномалий достигает нескольких тысяч гамм, а в пределах Тим-Панковского участка 200 тыс. γ. В целом, в аномальном поле находит отражение крупная структура, осложненная структурами более высокого порядка, к которым приурочены основные рудные районы, например Старо-Оскольский, Михайловский, Белгородский и др. (Шмидт, 1967).

Строение аномальных полей в области развития антиклинальных структур, сложенных в основном гранито-гнейсовым комплексом архея и прорывающих их интрузий кислого и реже основного состава, значительно отличается интенсивностью и характером от области развития метаморфических толщ протерозоя. Здесь широко развиты близкие к изометрическим аномалии интенсивностью в сотни и тысячи гамм и гравитационные аномалии в десятые доли и единицы миллигалл различного знака.

Кристаллический фундамент является опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтом, среди пород которого железисто-кремнистые толщи и углистые сланцы выделяются минимумами кажущегося электрического сопротивления. Экранирующими фундамент породами для методов электроразведки и методов КМПВ (сейсморазведки) могут являться горизонты плотных известняков в осадочном чехле, как это наблюдается на южном склоне Воронежской антеклизы.

Предварительная оценка перспектив бассейна развития магнетитовых и гематит-магнетитовых железистых кварцитов может быть выполнена на основании аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000, а более уверенно и точно — масштаба 1 : 50 000. На основании этих съемок можно определить границы бассейна, зоны непосредственного развития пластов железистых кварцитов и зоны сложного тектонического строения, так называемые «узлы» аномалий, можно получить и общие представления о структуре бассейна. Для расчленения железорудной толщи с целью выделения непосредственно пластов железистых кварцитов, изучения их мощности и условий залегания, а в благоприятных условиях и фациального состава служат детальные магнитометрические и гравиметрические съемки. При высокой интенсивности намагничивания и избыточной плотности удастся выделить пласты, мощность которых достигает всего лишь 40% глубины залегания. На рис. 29 приведен пример выделения пластов железистых кварцитов вариометрической съемкой. Кривая W_{xz} фиксирует практически все пласты в разрезе. Интерпретация кривой позволила с сравнительно высокой степенью надежности определить глубину залегания, мощность, избыточную плотность пластов. Ошибки

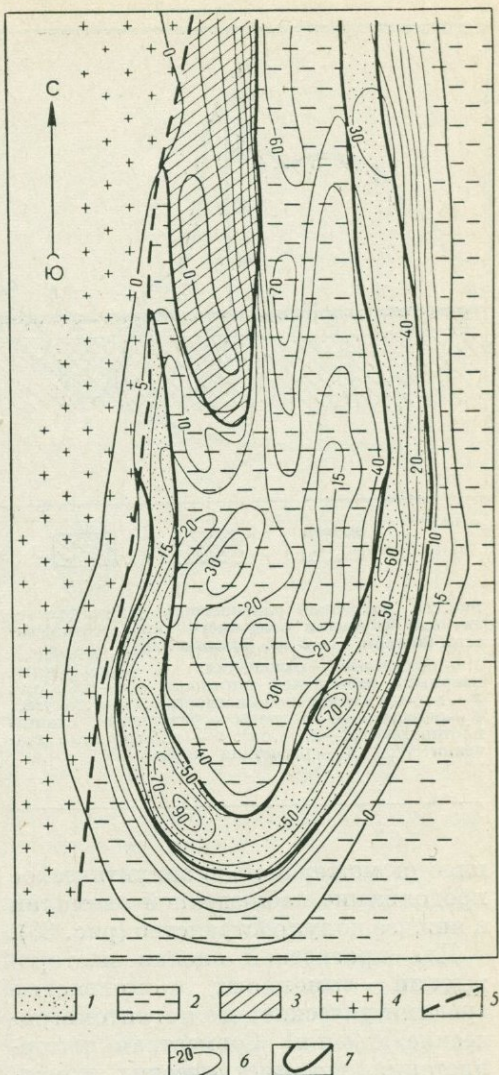


Рис. 28. Карта изодинам вертикальной составляющей магнитного поля южного замыкания Кременчугской магнитной аномалии.

1 — железистые кварциты; 2 — сланцы; 3 — слабообруденные железистые кварциты; 4 — граниты и гнейсы; 5 — линии разлома; 6 — изодинамы Z_a в тыс. гамм; 7 — граница железистых кварцитов

обычно не превышают 10—20% в зависимости от физико-геологических условий. При малой мощности пластов в геофизических полях наблюдается суммарный эффект. В этом случае выделению железорудных

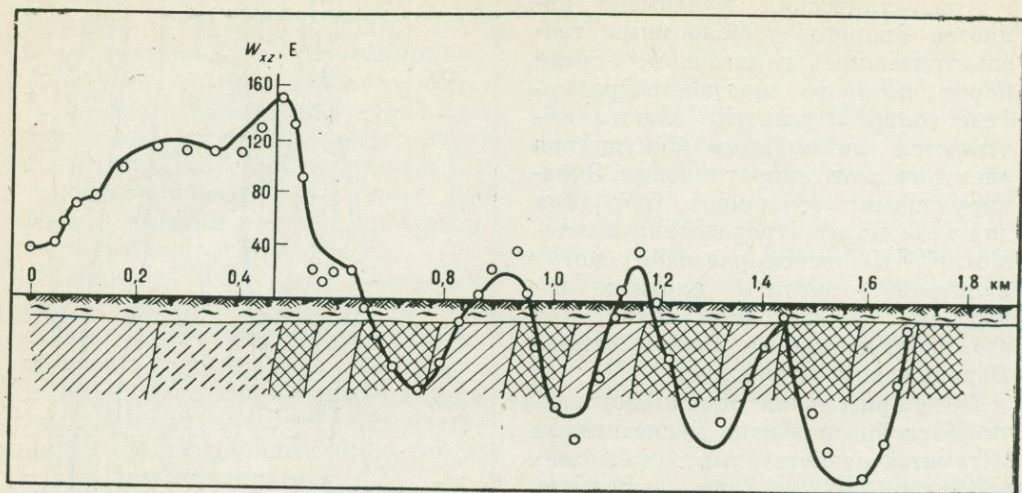


Рис. 29. Типичный плотностный разрез джепелитовой формации осадочного типа. Криворожский бассейн. По В. В. Баклановой.

1 — осадочные отложения; 2 — железистые кварциты избыточной плотности 0,5—0,6 г/см³; 3 — породы избыточной плотности 0,15—0,25 г/см³; 4 — вмещающие породы — различные сланцы плотностью 2,6—2,7 г/см³; 5 — наблюдаемые значения W_{xz} ; 6 — расчетная кривая W_{xz}

пластов может помочь аналитическое продолжение наблюдаемой аномалии в нижнее полупространство (рис. 30).

Для прогнозной оценки месторождений выполняют комплексные гравиметрические и магнитометрические съемки. Совместная интерпретация гравиметрических и магнитных аномалий повышает надежность интерпретации и расширяет круг решаемых задач.

Контакты выделяемых пластов прослеживают от профиля к профилю; строя физико-геологические (пластовые) карты (рис. 31).

Мощные залежи богатых маритовых руд КМА и Кривого Рога сопровождаются при прочих равных условиях (мощность пласта, фациальный состав неизменных железистых кварцитов, глубина залегания

кромки) значительным снижением интенсивности магнитных аномалий при несущественных изменениях интенсивности гравитационных аномалий. Для богатых железных руд КМА, залегающих на головах железистых кварцитов, в связи с развитием рыхлых разностей маритовых руд на участках с мощной корой выветривания характерно также снижение скорости сейсмических волн и аномально высокое поглощение их энергии. Так, на Яковлевском месторождении Белгородского района КМА пласту с малой зоной окисления соответствует аномалия магнитного поля до 40 тыс. γ, тогда как на участке Яковлевского пласта с мощной зоной окисления и развития богатых руд интенсивность аномалии не многим более 10 тыс. γ. Здесь же наблюдается резкое аномальное затухание энергии упругих волн, распространяющихся от кровли фундамента (рис. 32).

Помимо геофизических поисковых признаков большое значение имеет тектонический признак. Все крупные месторождения развиты в пределах так называемых «узлов аномалий»,

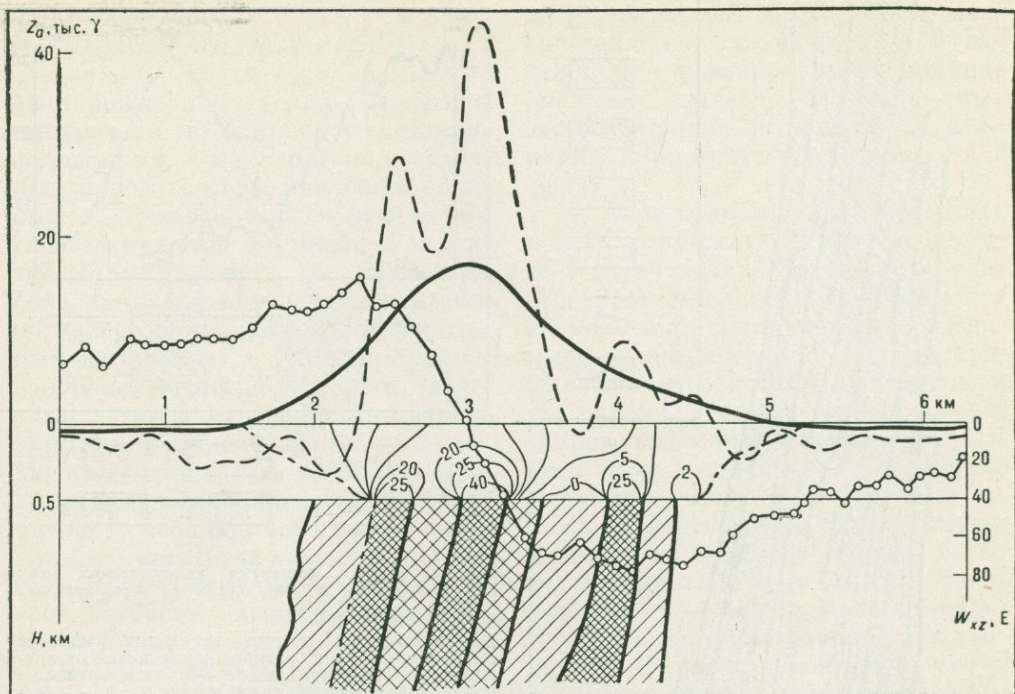


Рис. 30. Пример выделения железистых кварцитов по аналитическому продолжению Z_a с целью оценки содержания магнетита. Харченковский участок Кременчугской аномалии.

1—2 — сланцы с избыточной плотностью: 1 — $0,5 \text{ г/см}^3$, 2 — $0,3-0,4 \text{ г/см}^3$; 3 — пласты железистых кварцитов по аналитическому продолжению; 4 — разломы; 5 — изолинии Z_a в вертикальной плоскости; 6 — график горизонтального градиента силы тяжести; 7 — наблюдаемые значения Z_a , тыс. гамм; 8 — график Z_a на уровне 100 м от поверхности фундамента

ных руд этого района сыграла не последнюю роль.

Промышленный интерес представляют также богатые магнетитовые руды типа амфибол-магнетитовых руд Желтореченского месторождения Кривого Рога. В связи с высокой плотностью (средняя плотность $4,5 \text{ г/см}^3$) этих руд на участках их развития наряду с высокоинтенсивными магнитными аномалиями наблюдается увеличение интенсивности гравитационных аномалий.

Применение геофизических методов при поисках и оценке месторождений железистых кварцитов и связанных с ними месторождений богатых руд позволяет решать следующие задачи:

- 1) картирование железистых кварцитов;
- 2) изучение структуры рудных районов и месторождений;

отражающих сложные тектонические структуры третьего порядка, которым соответствуют широкие поля железистых кварцитов (Михайловский и Старо-Оскольский участки) или выходы серии мощных пластов сложной складчатой структуры типа Белгородской. Последняя расположена к тому же в прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины, мобильность которой в период формирования залежей богатых желез-

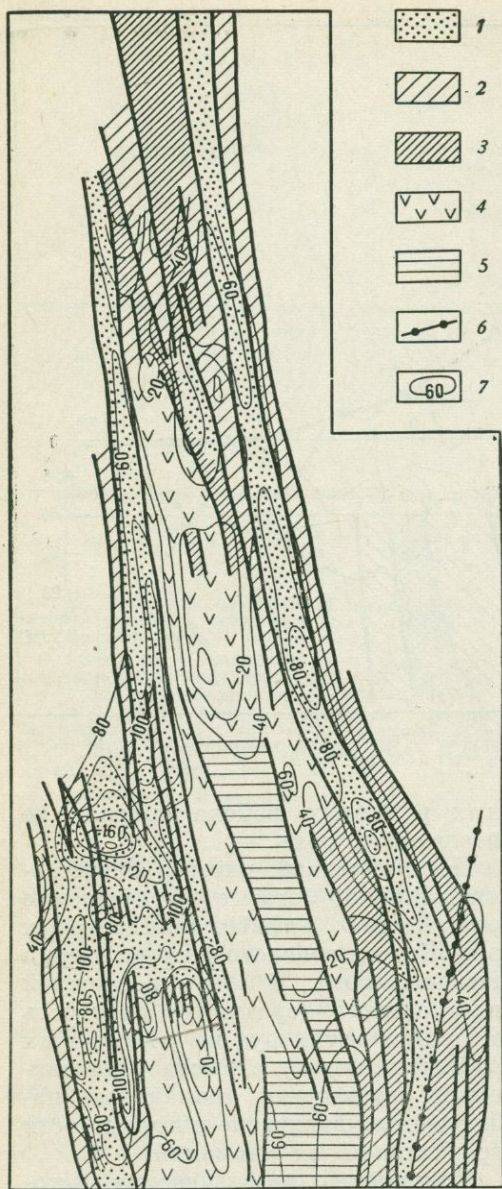


Рис. 31. Пластовая карта докембрия Михайловского участка по геофизическим данным.

1 — железистые кварциты (сильномагнитные породы), $V_r = 5-6$ км/с; 2-4 — кварц-серпичитовые филлитовидные, иногда слюдяные сланцы (слабомагнитные и практически немагнитные породы с различной скоростью распространения упругих волн (V_r): 2 — менее 4 км/с, 3 — 4,5 км/с, 4 — 4,5—5 км/с; 5 — метаморфизованные кварцевые порфиры (V_r около 6 км/с); 6 — разлом; 7 — изогинсы кристаллического фундамента

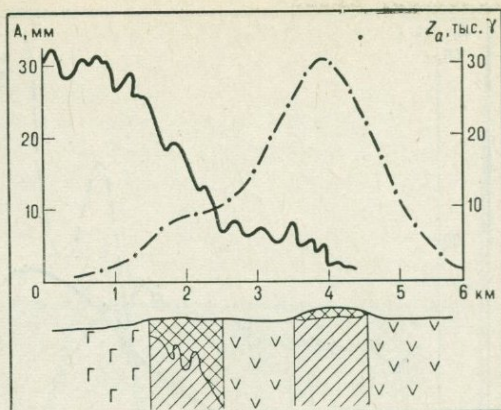
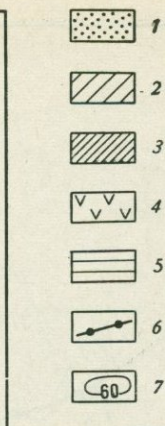
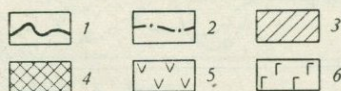


Рис. 32. Кривая амплитуд сейсмических волн (А) и изодонам Z_a над одним из железорудных месторождений КМА.

1 — амплитудная кривая затухания амплитуд сейсмических волн, распространяющихся от кристаллического фундамента; 2 — кривая вертикальной составляющей магнитного поля Z_a ; 3 — железистые кварциты; 4 — богатые железные руды; 5 — сланцы; 6 — гнейсы



3) поиски богатых маритовых и гематит-маритовых руд;

4) определение мощности осадочного чехла и изучение рельефа кристаллического фундамента.

При больших мощностях чехла рыхлых отложений, когда мощность железорудных пластов составляет доли мощности чехла, полноценно решаются только задачи фиксирования железорудных свит, прослеживания их по простиранию и расшифровка крупных элементов слагаемых ими структур.

Степень надежности определения нижней границы синклиналиных структур или продуктивных толщ в настоящее время оценить нельзя. Все зависит от близости принятой для расчета физико-геологической модели к действительности.

ФОРМАЦИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Месторождения данной формации приурочены к комплексу метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород геосинклинальных областей. Разнообразие физических свойств руд этой формации и характер сопутствующих им геофизических аномалий определяются разнообразием слагающих их минеральных ассоциаций и большим диапазоном изменения содержания магнетита, а также особенностями структуры и морфологии рудных залежей. Магнетитовые руды месторождений этого типа отличаются высокой магнитной восприимчивостью, плотностью, электропроводностью (массивные) и поляризуемостью. Диапазон колебания магнитной восприимчивости для богатых руд этого типа от $100 \cdot 10^{-3}$ до $500 \cdot 10^{-3}$ СГСМ, для бедных руд от $20 \cdot 10^{-3}$ до $100 \cdot 10^{-3}$ СГСМ. Небольшое количество имеющих полноценных сведений об остаточном намагничении показывает, что отношение J_r/J_i обычно меньше единицы (кроме бедных руд). Рудам свойственна высокая плотность — от 3,7 до 4,7 г/см³, но для бедных руд она не превышает 3,7 г/см³ и не ниже 3,0—3,3 г/см³.

Вмещающие породы, за исключением изверженных (главным образом основного состава), немагнитны. Магнитность изверженных пород обычно на порядок ниже магнитности даже бедных руд. Только у обогащенных магнетитом скарнов встречается магнитная восприимчивость, приближающаяся по значениям к таковой бедных руд.

Физические поля над рудными объектами чрезвычайно разнообразны. Различают физические поля осложненные, где аномалия от рудной залежи проявляется только как составляющая некоторого суммарного поля, и неосложненные, где

весь аномальный эффект фактически определяется влиянием рудной залежи. Это различие имеет принципиальное значение, особенно при количественной интерпретации аномалий и прогнозных оценках запасов.

На фоне сравнительно спокойных полей, сопутствующих вулканогенно-осадочным толщам, скарново-рудные зоны фиксируются локальными аномалиями различной протяженности и конфигурации. Залежи промышленного значения, находящиеся на глубине первых сотен метров, сопровождаются аномалиями магнитного поля интенсивностью в тысячи и десятки тысяч гамм. Крупные залежи магнетитовых руд, расположенные на глубине многих сотен метров (до тысячи и более), проявляются в магнитном поле локальными аномалиями небольшого градиента и интенсивностью в сотни и первые тысячи гамм (рис. 33).

Главная железорудная полоса Тургая — крупнейшего бассейна скарново-магнетитовых руд на всем своем протяжении прослеживается повышенными значениями магнитного и гравитационного полей. Магнитное поле железорудной полосы осложнено локальными аномалиями различного характера. Эффузивно-осадочные (рудовмещающие) толщи отражаются вытянутыми, часто близкими к полосовым аномалиями интенсивностью от -500 до $+800$ γ. Кроме того, выделяются ореольные аномалии гранитоидов интенсивностью до $+3$ тыс. γ и аномалии, связанные с габброидами, интенсивностью до $+6$ тыс. γ и более.

Известные крупные месторождения Главной железорудной полосы Тургая фиксируются аномалиями высокой интенсивностью — до 30 тыс. γ и более (рис. 34). Характер этих аномалий далеко не одинаков, что отражает различие этих месторождений по структуре, форме и

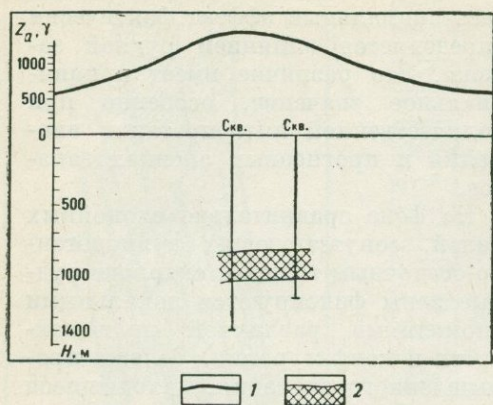


Рис. 33. Окуневская аномалия (северный эпицентр) — Урал.
1 — кривая Z_a ; 2 — рудное тело

условиям залегания рудных залежей.

Тектонический блок, с которым связано Качарское рудное поле, выделяется повышенными значениями гравитационного поля, в плане которого магнетитовые месторождения фиксируются положительными локальными магнитными и гравитационными аномалиями. Двум крупным залежам Качарского месторождения отвечает максимальная напряженность магнитного поля 17 тыс. γ (Северная) и 18 тыс. γ (Южная). Основной залежи соответствует гравитационная аномалия интенсивностью в единицы миллигалл.

Залежи магнетитовых руд Соколовско-Сарбайского рудного узла пластовой формы, преобладает крутое падение пластов. Рудным залежам соответствуют интенсивные аномалии, развитые на фоне аномалий, связанных с рудовмещающими породами (интенсивность последних на порядок ниже рудных). Интенсивность магнитного поля в пределах рудного узла изменяется в широких пределах — от первых тысяч гамм до 30 тыс. γ . Собственно Соколовскому месторождению соответствует протяженная аномалия с шестью эпи-

центрами. Интенсивность аномалии с юга на север уменьшается от +29 тыс. до 9 тыс. γ . Сарбайскому месторождению (рис. 35) соответствует магнитная аномалия с четырьмя эпицентрами интенсивностью от 7 тыс. до 23 тыс. γ . Высокая намагниченность руд Главной железорудной полосы и высокие концентрации рудного материала определяют большую эффективность магниторазведки при поисках месторождений.

Гравитационное поле Главной железорудной полосы по структуре несколько проще магнитного и отражает ее в виде относительного регионального максимума с варьирующей интенсивностью поля. Региональный фон создается породами основного состава, которые погружаются с севера на юг. В соответствии с этим происходит уменьшение интенсивности гравитационного поля с постепенным переходом на юге к отрицательным значениям. Глубинные тектонические разломы, ограничивающие железорудную полосу с востока и запада, отображаются на карте изоаномал гравитационными ступенями. Все известные магнетитовые и магнетит-мартитовые месторождения Главной железорудной полосы сопровождаются в гравитационном поле локальными максимумами силы тяжести.

На фоне общего повышения интенсивности гравитационного поля в северной части полосы Качарское и Соколовско-Сарбайское рудные поля отличаются аномалиями, близкими по форме к изометричным, и интенсивностью в единицы миллигалл. В средней части рудоносной полосы и далее к югу на фоне отрицательного гравитационного поля группам месторождений отвечают локальные аномалии с амплитудой свыше 10 мгл.

В геофизических полях особенности структурного плана Уральской складчатой системы, выраженные

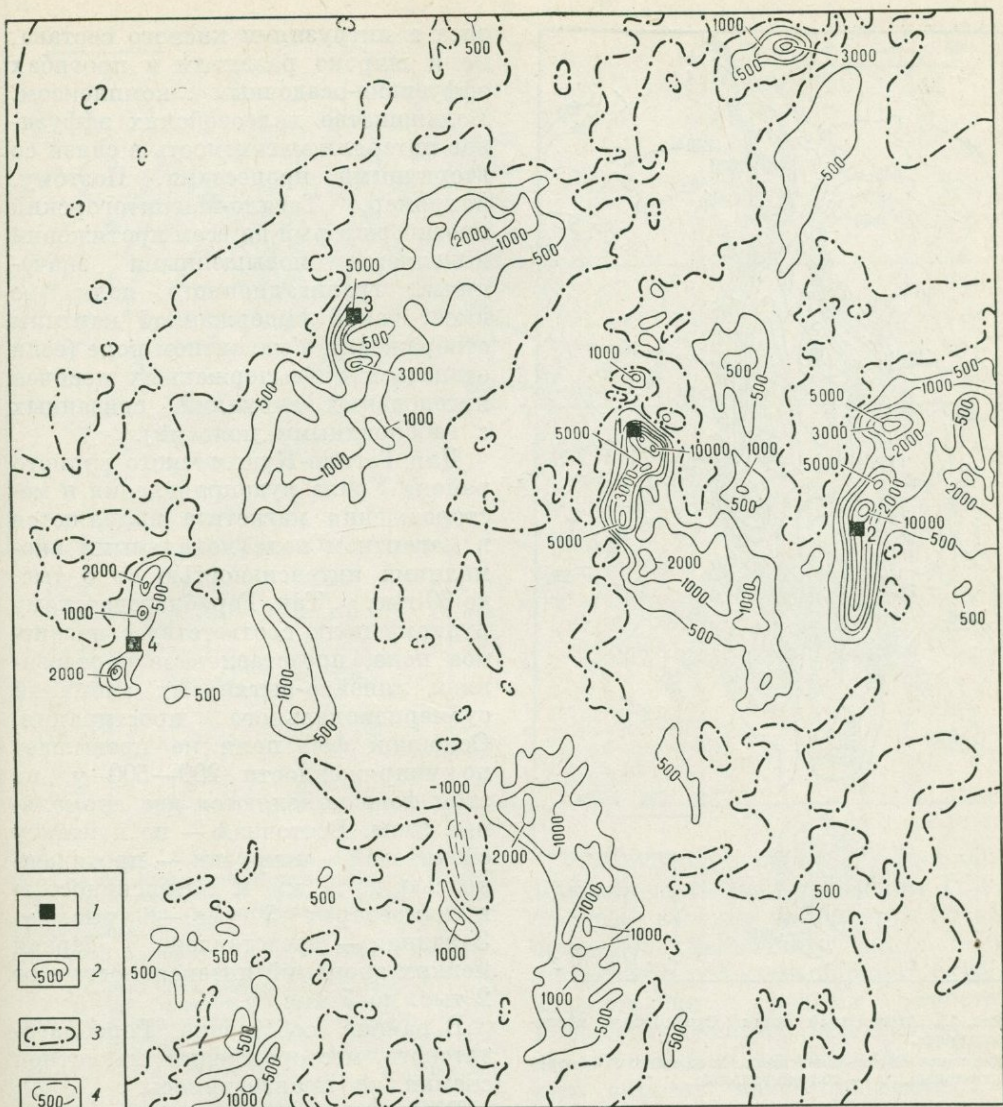


Рис. 34. Карта изодинам ΔT Соколовско-Сарбайского рудного района (составили А. Е. Кап, В. Н. Козлов по данным аэромагнитной съемки). 1 — месторождения и рудопроявления магнетита: 1 — Сарбайское, 2 — Соколовское, 3 — Ломоносовское, 4 — Южно-Ломоносовское; 2—4 — изодинамы ΔT : 2 — положительные, 3 — нулевые, 4 — отрицательные

в чередовании линейно-вытянутых прогибов и поднятий, отражены системой полосовых аномалий сложного характера, простирающихся

согласно с главными уральскими структурами. Причем прогибам, выполненным мощными толщами эффузивных и интрузивных образований основного состава, в гравитационном поле отвечают зоны максимумов, тогда как поднятиям, в ядрах которых широко развиты интрузии гранитов, соответствуют зоны минимумов. Большой сложностью отличается магнитное поле в пределах

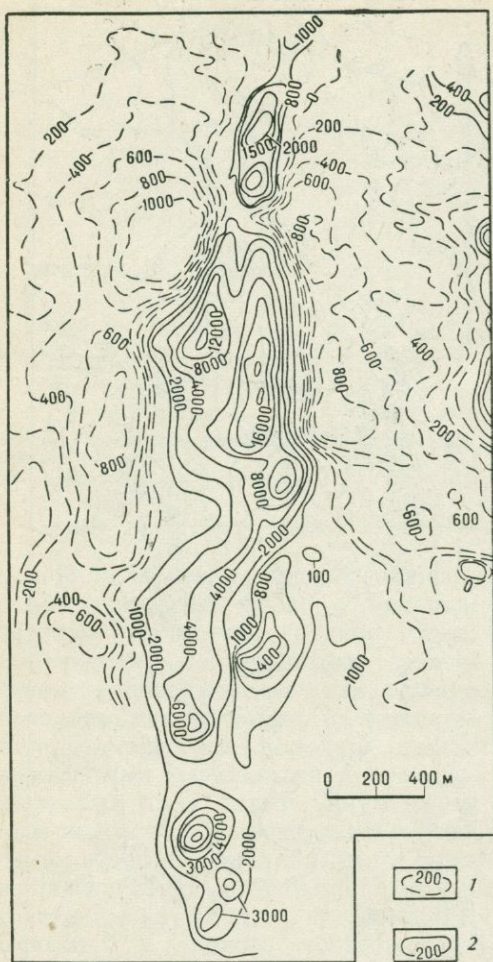


Рис. 35. Магнитный план Сарбайского месторождения.

Значения магнитного поля, в гаммах: 1 — отрицательные, 2 — положительные

Уральской геосинклинальной системы. На фоне широко развитых отрицательных и положительных аномалий небольшой интенсивности (первые сотни гамм) выделяются локальные положительные аномалии различной конфигурации, интенсивностью в тысячи и даже десятки тысяч гамм. Пониженная интенсивность магнитного поля определяется не только породами осадочного гене-

зиса и интрузиями кислого состава, но и широко развитым в прогибах эффузивно-осадочным комплексом. Большинство палеозойских эффузивов потеряли магнитность в связи со вторичными процессами. Поэтому, например, Тагило-Магнитогорский прогиб, который на всем протяжении выделяется повышенными значениями гравитационного поля, не имеет такой выдержанной картины отображения в магнитном поле (если отвлечься от выдержанных цепочек интенсивных аномалий, связанных с габброидными поясами).

Для Тагило-Кушвинского рудного района Урала рудопроявления и месторождения магнетита выделяются в магнитном поле локальными аномалиями интенсивностью от 3 тыс. до 30 тыс. γ . Так, Гороблагодатскому рудному полю соответствует магнитное поле, представленное чередованием линейно-вытянутых аномалий субмеридионального простирания. Основной фон поля не превышает по напряженности 200—500 γ , на этом фоне выделяются две аномальные зоны. Восточная — по контакту сиенитовой интрузии — протяженностью до 7 км и интенсивностью в эпицентрах 5 тыс.—6 тыс. γ . Западная — представлена серией мелких аномалий интенсивностью от 2 тыс. до 7 тыс. γ .

В районе собственно Гороблагодатского месторождения магнитной съемки не производилось.

В гравитационном поле рудным залежам Гороблагодатского месторождения соответствует локальная аномалия силы тяжести изометричной формы, совпадающая по площади с восточной и западной магнитными аномалиями.

На рис. 36 приведен пример геофизических аномалий на одном из месторождений горы Благодать. Зона скарнов и месторождение магнетитовых руд приурочены к массиву сиенитов. Рудная залежь отмечается

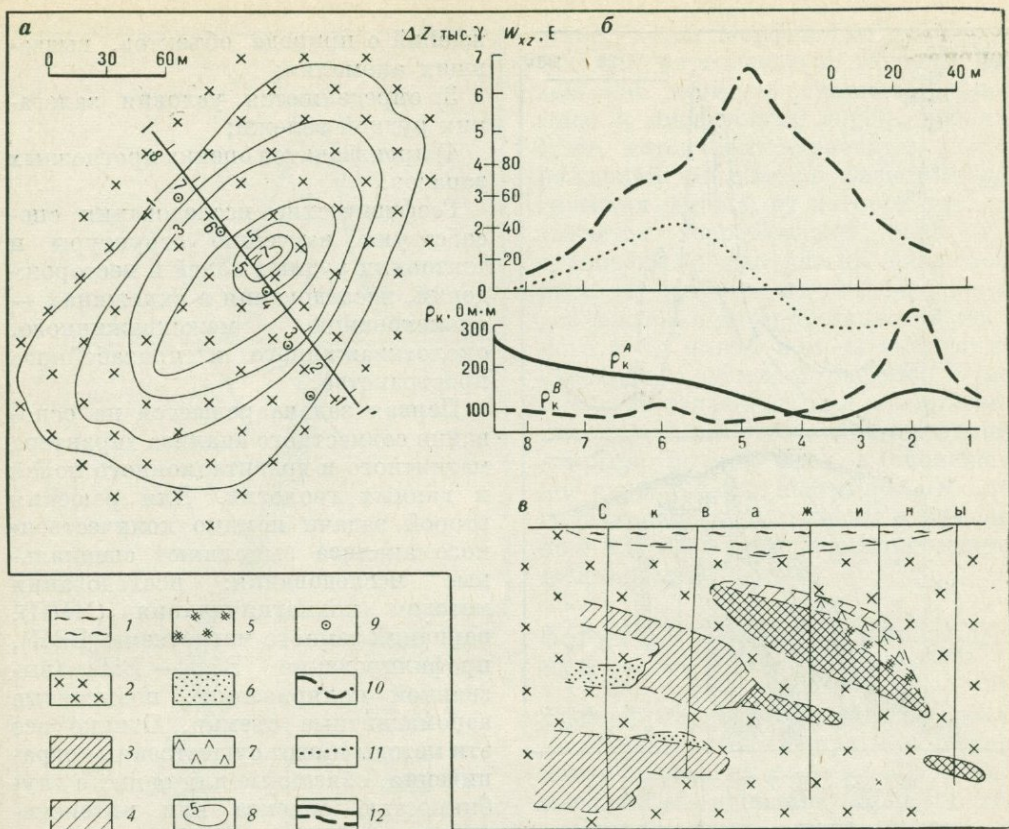


Рис. 36. Результаты геофизических исследований на месторождении магнетитовых руд контактово-метасоматического генезиса. Урал, район горы Благодать (по материалам Уральского геофизического треста).

а — план изодинам ΔZ , б — графики комбинированного профилирования по линии I-I', в — геологический разрез по линии I-I', 1 — элювий, делювий; 2 — сиениты; 3 — скарны; 4 — сплошные магнетитовые руды (Fe > 50%); 5 — вкрапленники, содержание 15% магнетита; 6 — пироксен-альбитофировые магнетитовые вкрапленные руды (Fe = 10—15%); 7 — пироксен-альбитовые магнетитовые руды (Fe = 35—40%); 8 — изодинамы ΔZ , тыс. гамм; 9 — буровые скважины на плане; 10 — кривая вертикальной составляющей магнитного поля; 11 — кривая градиента силы тяжести W_{x_2} ; 12 — кривые кажущихся сопротивлений ($AB = 200$ м, $MN = 20$ м)

Глубокозалегающая (порядка 1000 м) часть месторождения Гороблагодатского не выделяется из общего фона магнитного поля. Положительную роль при поисках глубокозалегающих рудных пластов Гороблагодатского месторождения играет скважинная геофизика, главным образом магниторазведка.

Сложным характером отличается магнитное поле железорудных районов Горной Шории, Восточного и Западного Саяна (Богацкий, Макеев, 1962) и Рудного Алтая (Главнейшие железорудные месторождения... , 1970). Оно осложнено многочисленными аномалиями нерудной природы (интрузивами ультраосновного и основного состава и их эффузивными аналогами). Кроме того, месторождения, например горношорские, часто

в магнитном поле аномалией с интенсивностью в эпицентре до 7 тыс. γ . Вариометрическая съемка зафиксировала аномалию порядка 4,0 Е. Наблюдается также аномалия электрического сопротивления ρ_k Ом·м.

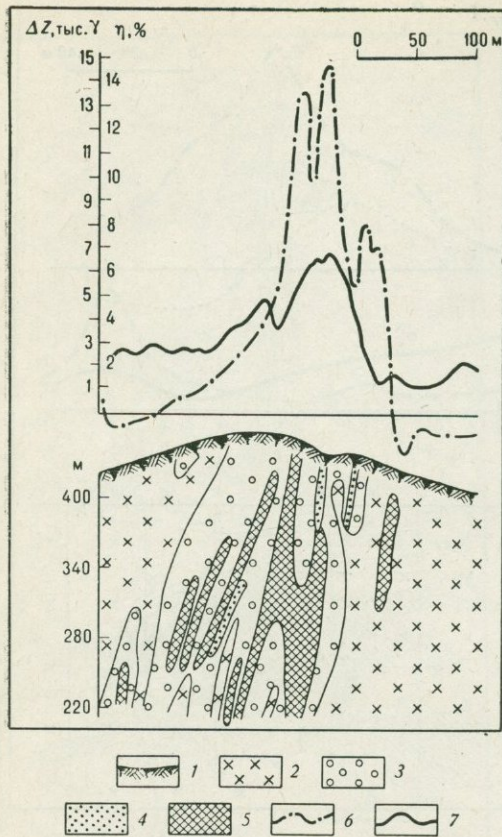


Рис. 37. Результаты наблюдений по методу вызванной поляризации на Лёво-Сухаринском месторождении (Горная Шория).

1 — почвенный слой; 2 — диориты и диоритовые порфириты; 3 — сланцы (гранат, пироксен, амфиболы; Fe до 20%); 4 — рудные сланцы (Fe до 24%); 5 — магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды (Fe 24% и более); 6 — графич вертикальной составляющей магнитного поля; 7 — графич кажущейся поляризации η

небольшие по размерам, но промышленные по запасам, сильно рассредоточены (рис. 37).

При поисках и оценке месторождений скарново-магнетитового типа геофизическими методами решаются следующие задачи:

1) выделяются участки, благоприятные для поисков месторождений;

2) повышается достоверность су-

ждений о природе объектов, вызвавших аномалии;

3) определяются условия залегания рудной залежи;

4) производится оценка прогнозных запасов.

Геофизические исследования способствуют изучению структуры и тектоники рудных полей и месторождений, исследования в скважинах — опоскованию межскважинного, околоскважинного и призабойного пространства.

Первая задача решается на основании совместного анализа характера магнитного и гравитационного полей и данных геологии. Для решения второй задачи помимо количественного анализа выполняют специальные исследования: исследования методом подмагничивания (МИП), вариаций земного магнетизма (ВЗН), профилирование ВЭЗ — ВП (вызванной поляризации), повысотные аэромагнитные съемки. Однако все эти методы имеют существенные ограничения, связанные для одних с глубиной объекта или интенсивностью изучаемых аномалий, для других — требованием существенных различий в условиях залегания и морфологии рудных и нерудных объектов и пр. С увеличением сложности физико-геологических условий и глубины опоскования их возможности и достоверность резко снижаются. Существующие методы прогноза природы аномалий требуют дальнейшего совершенствования и определения условий и границ их целесообразного применения.

Третья задача решается путем количественной интерпретации геофизических аномалий. Возможности и трудности количественной интерпретации, выполняемой в связи с прогнозной оценкой промышленной значимости месторождений, изложены раньше в разделе «Основы прогноза и оценки рудных месторождений методами геофизики» (см. т. 1).

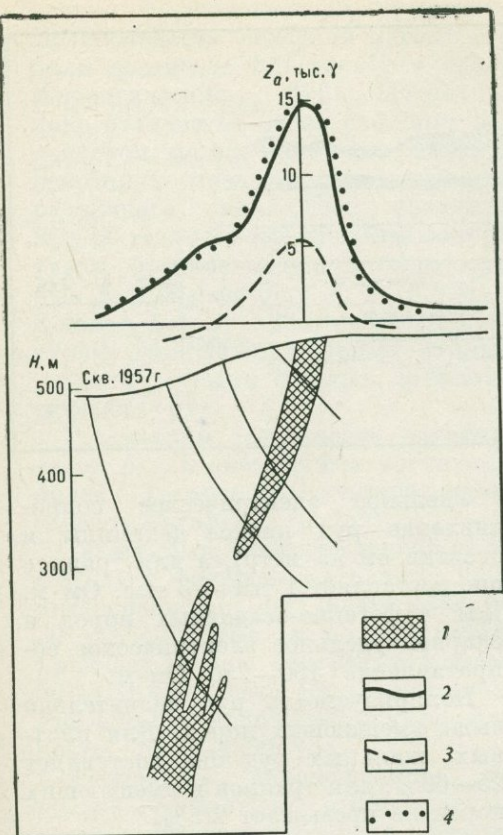


Рис. 38. Результаты интерпретации данных магнитной съемки на месторождении Одиночное, Восточный Саян. По Б. И. Терехову (1956 г.). 1 — руда; 2 — наблюдаемая кривая Z_a ; 3 — теоретическая кривая Z_a от рудного тела, вскрытого бурением до 1957 г.; 4 — теоретическая кривая Z_a , полученная подбором, с учетом рудного тела на глубине

Геофизические методы разведки применяются на всех этапах поисков и оценки месторождения этого типа. Начиная со среднемасштабных съемок, выполняемых с целью изучения соответствующих структурно-формационных зон и локализации перспективных площадей, и вплоть до разведочных работ, когда основные залежи вскрыты разведочными скважинами и стоит вопрос о полноте опознания рудного поля. На этом

этапе, когда морфология вскрытых залежей определена и изучены физические свойства скарно-рудной зоны и вмещающих пород, используют метод моделирования месторождений. Создается физико-геологическая модель, от которой рассчитывается теоретическое поле для сравнения с фактически наблюдаемым. В случае их значительного расхождения интерпретация разностного поля может помочь выявлению невскрытых залежей (рис. 38). Бурение, выполненное на основании интерпретации остаточной аномалии, вскрыло рудное тело, расположенное глубже ранее известного. Аналогичные работы выполнены в Кузнецком Алатау в пределах Кондомского железорудного узла.

ФОРМАЦИЯ МАГНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Разнообразие физических свойств магномagnetитовых руд отображает изменчивость их состава. Из ферромагнитных минералов наряду с магномagnetитом в рудах этого типа содержатся магнетит и в небольших количествах маггемит. Соотношение в содержании этих минералов, главным образом магномagnetита и магнетита, различно. Так, в месторождениях Коршуновском и Рудногорском в среднем преобладает магномagnetит, в Берябинском их содержания близки, а в Тагарском резко преобладает магнетит.

Магнитная восприимчивость магномagnetитовых руд изменяется в пределах от 0,03— до 0,4 СГСМ. В то же время магнитная восприимчивость траптов, туфогенных пород и скарнов не превышает 0,001 СГСМ, чаще она порядка 0,0001 СГСМ. Но встречаются и сильномагнитные трапты в виде даек повышенной основности. Остаточная намагниченность магномagnetитовых руд высокая, до 2 СГСМ и более. Поэтому в формиро-

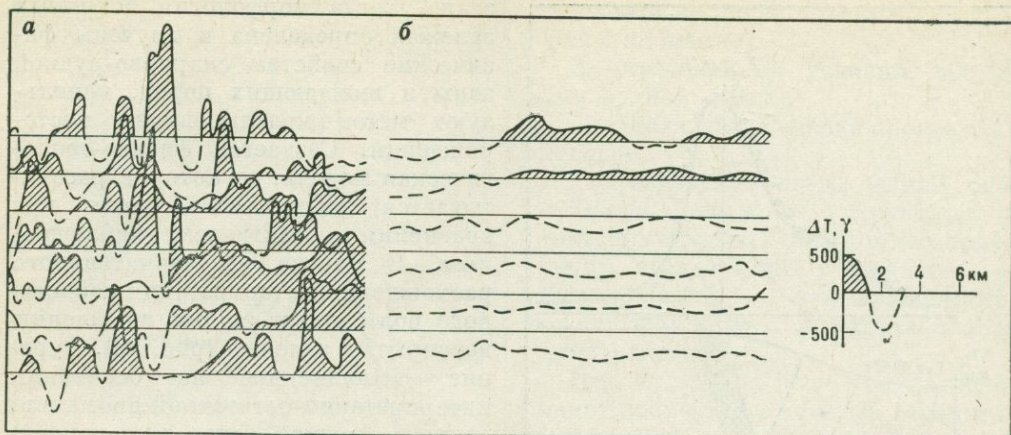


Рис. 39. Характер магнитного поля ΔT над трапповой формацией Сибирской платформы. По Л. В. Булиной:

а — лавовая толща; б — туфогенная толща

вании магнитного поля над рудными телами основную роль играют величина и направление вектора остаточного намагничения.

Величина вектора остаточного намагничения у траппов значительно меньше, чем у руд, а направление вектора чрезвычайно изменчиво. Для туфов и скарнов остаточное намагничение близко к нулю. Плотность руд обычно изменяется в пределах от 3,3 до 4 г/см³. У плотных жильных руд она достигает 4,6 г/см³, в то время как у рядовых руд встречаются плотности порядка 3 г/см³ и даже ниже. Плотность траппов колеблется от 2,22 до 2,85 г/см³, средняя плотность 2,54 г/см³.

Физические свойства траппов описываются в связи с их широким распространением в ангарской провинции, где расположены основные месторождения магномагнетитовой формации. Поля, создаваемые траппами, являются большой помехой при поисках месторождений, искажая и вуалируя гравимагнитный эффект последних (рис. 39).

Удельное электрическое сопротивление руд низкое (единицы и десятки ом на метр), а для траппов оно составляет 1 тыс.—3 тыс. Ом·м. Для туфогенно-осадочных пород и скарнов удельное электрическое сопротивление 150—250 Ом·м.

Поляризуемость руд значительно выше вмещающих пород. Для плотных, жильных руд она составляет 25—60%, для траппов и вмещающих пород не превышает 2,5%.

Аномалии железорудных месторождений, локализованных среди осадочных пород палеозоя и частично мезозоя, отличаются формой, близкой к изометричной, и высокой интенсивностью (для месторождений с близкповерхностным залеганием). В структуре магнитных полей отражается стадийность формирования месторождений с последовательным изменением вмещающих пород (Коршуновское месторождение), а также пострудная тектоника.

Внутри рудного поля наряду с отрицательными значениями магнитного поля наблюдаются высокие положительные значения. На Коршуновском месторождении (Ангаро-Илимский район) отрицательно намагниченные руды по геофизическим данным пространственно большей частью тяготеют к краевым

частям рудовмещающей структуры. Интенсивность аномалий магнитного поля достигает 100 тыс. γ и более (Геологические..., 1967). Магнитное поле отличается очень сложным характером, но все же можно отметить некоторую связь с зональностью руд различного типа. Так, изолинии Z_a в 30 тыс.—50 тыс. γ отвечают контурам брекчиевидных и вкрапленных руд, а изолинии Z_a в 75 тыс. γ и более, как правило, отвечают контурам одиночных жильных рудных тел или выходам богатых метасоматических руд.

Рассмотрим особенности намагничивания руд и аномальных магнитных полей Тагарского месторождения (Средне-Ангарский район).

Тагарскому месторождению соответствует сложное магнитное поле интенсивностью от 3000—4000 до 30 тыс.—70 тыс. γ в эпицентрах. Градиент поля в центральной части 50—100 γ /м, достигает на участках, где руды приближаются к поверхности, 1000—1500 γ /м.

Аномалия сопровождается по внешнему контуру отрицательным полем интенсивностью в первые сотни гамм. Среди положительного аномального поля встречаются также отрицательные аномалии интенсивностью в несколько тысяч гамм.

Изучение магнитных свойств руд показало, что для Тагарского месторождения нормально намагниченные руды имеют интенсивность индуктивного намагничивания (J_i) 0,03—0,04 СГСМ, а интенсивность остаточного намагничивания (J_r) 0,02—0,03 СГСМ при средней величине угла наклона (i) 10—17°. Среди обратно намагниченных руд выделяются две группы: одна с J_r и J_i , близкими к нормальному намагничению (соответствует вкрапленным рудам), вторая с более высокими J_r порядка 0,10—0,15 СГСМ и $i \geq 60^\circ$ (индуктивное намагничение для обеих групп 0,03—0,04 СГСМ). Вектор остаточ-

ного намагничивания имеет как положительное, так и отрицательное наклонение.

Основными задачами, решаемыми геофизикой при поисках и оценке месторождений магномагнетитовых руд, являются:

1) локализация участков, перспективных на поиски месторождений;

2) поиски месторождений и изучение условий залегания и морфологии рудных тел;

3) оценка прогнозных запасов.

При неглубоком залегании месторождений и отсутствии трапшов эти задачи решаются главным образом методами магнито- и гравиразведки. При значительных глубинах (500 м и более) и наличии трапшового экрана, особенно при пологом залегании под трапшами рудных залежей, в комплекс геофизических методов включается также профилирование ВЭЗ—ВП. Это несколько расширяет возможности суждения о природе аномалий, а также изучения структурных позиций глубокозалегающих месторождений. Отмечено, что железорудные районы и узлы пространственно тяготеют к зонам пониженных значений напряженности полей теллурических токов.

ФОРМАЦИЯ ТИТАНОМАГNETИТОВЫХ РУД

Титаномagnetитовые руды связаны генетически и пространственно с формациями основных и ультраосновных пород, которые являются для них материнскими породами. Магнитные свойства руд рассматриваемых месторождений определяются содержанием магнетита. Особенно высокие значения они приобретают у существенно magnetитовых руд, магнитная восприимчивость которых изменяется в диапазоне от $50 \cdot 10^{-3}$ до $300 \cdot 10^{-3}$ СГСМ.

Для Качканарского месторождения, руды которого приурочены

к ультраосновным породам (пироксены, перидотиты и др.), и Волковского месторождения, руды которого связаны с габброидным массивом, средняя магнитная восприимчивость ($\kappa_{\text{ср}}$) составляет $(120-150) \times 10^{-3}$ СГСМ. Для Пудожгорского месторождения, приуроченного к габбро-диабазам, $\kappa_{\text{ср}}$ составляет 100×10^{-3} СГСМ. Рудное габбро Ельтозерского массива имеет $\kappa_{\text{ср}}$ $(20-50) \cdot 10^{-3}$ СГСМ. Для оруденелых диабазов $\kappa_{\text{ср}}$ $(20-65) \cdot 10^{-3}$ СГСМ, а $\kappa_{\text{ср}}$ безрудных диабазов не превышает $25 \cdot 10^{-3}$ СГСМ.

Для обычных пород основного и ультраосновного ряда величины J_r и J_i изменяются в широких пределах, но J_r большей частью не превосходит J_i . Остаточное намагничение габбро таких массивов, как Ельтозерский, Гремяха-Вырмес, и диабазов Пудожгора практически равно индуцированному.

У оруденелых пород часто отмечается резкое превышение значения остаточного намагничения над индуктивным. Например, оруденелые ультраосновные породы Качканарского массива имеют следующие значения (в единицах СГСМ): пироксены $250\,000 \cdot 10^{-6}$, габбро $53\,000 \times 10^{-6}$, перидотиты $5000 \cdot 10^{-6}$, дуниты $11\,500 \cdot 10^{-6}$, горнблендиты $38\,500 \cdot 10^{-6}$.

Преобладающее направление вектора J_i обычно не совпадает с таковым вектора J_r и часто имеет обратное направление. Последнее отражается в магнитном поле появлением отрицательных аномалий. Так, например, над восточной частью Гусевогорского массива (Урал) наблюдаются отрицательные аномалии до 3 тыс. γ .

Титаномагнетитовые руды отличаются высокой плотностью (более 4 г/см^3), низким удельным электрическим сопротивлением и поляризацией по сравнению с вмещающими породами.

Большая петрографическая дифференциация рудоносной части массивов основных и ультраосновных пород, широкие пределы изменения магнитных свойств, неравномерность размещения рудного минерала создают сложные нерегулярные поля. При неглубоком залегании массива под наносами магнитное поле, фиксирующее массив, как правило, резко перемещено.

Магниторазведка не дает возможности установить непосредственно контуры рудных залежей, но методами осреднения поля, статистического моделирования и разработанной методики количественной интерпретации можно выделить участки с различной обогащенностью рудным минералом и в какой-то мере прогнозировать промышленные залежи.

При поисках и оценке титаномагнетитовых месторождений в принципе может быть применен широкий комплекс геофизических методов, позволяющих получить взаимно дополняющую информацию о наличии продуктивных интрузий, о их морфологии и структуре, а также о наличии и размещении потенциально рудных зон и участков. Но основным наиболее информативным поисковым и оценочным методом остается магниторазведка.

Обычно на первом этапе применяется магниторазведка и гравиметрия. На втором этапе детального изучения и оценки выявленных массивов применяют магнитометрические работы высокой детальности и точности, не исключено применение метода вызванной поляризации. При оценке продуктивности тех или иных участков интрузивных массивов необходимо учитывать не только особенности концентрации рудного минерала (плотность насыщения рудным минералом, примерная форма залежи, ее размер и т. д.), но и морфологию поверхности погребенного интрузива.

ЭТАПНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ПОИСКАХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Методика производства геофизических работ, как и методика интерпретации геофизических аномалий, не могут быть жестко подведены под единую, наперед заданную схему. Это в известной мере творческий процесс, требующий в конкретных условиях в зависимости от поставленных задач внесения своих, иногда существенных, корректив в методические схемы, вытекающие из обобщенного опыта работ в железорудных районах. По мере совершенствования теоретических представлений, повышения физико-геологической изученности месторождений, совершенствования аппаратуры, естественно, должна меняться и методика производства работ.

Геофизические съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 выполняются одновременно или с некоторым опережением с геологическими съемками этого масштаба, за исключением аэрогеофизических работ, которые проводятся с опережением. (Иногда целесообразно на отдельных перспективных объектах или даже зонах выполнять аэромагнитные работы сразу в масштабе 1 : 10 000.) Для большинства рудных районов с месторождениями рассмотренных типов магниторазведочные и гравиметрические съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 является основным видом геофизических работ. В зависимости от типа месторождений и условий работы гравиметрической съемки могут на этом этапе выполняться в масштабе 1 : 100 000, за исключением отдельных особо перспективных участков.

Опорным методом является магниторазведка в аэрогеофизическом варианте с наземными привязочными работами и комплексными геофизи-

ческими измерениями вдоль интерпретационных профилей.

При сложной геолого-геофизической ситуации или глубоко залегающей объекту для повышения надежности геологической интерпретации по опорным профилям, расположенным вкрест аномалий, выполняют повысотные аэромагнитные съемки, профилирование ВЭЗ, ВЭЗ — ВП. При наличии обнажений, горных выработок, скважин производится тщательное изучение физических свойств горных пород и руд. Бурение, выполненное в пределах аномалий, сопровождается скважинной магниторазведкой и каротажем магнитной восприимчивости.

Знание магнитных свойств пород, слагающих верхнюю часть разреза, особенно необходимо при прогнозировании слепого оруденения и может предотвратить бесперспективное выполнение буровых работ. Наоборот, изучение напряженности магнитного поля вдоль ствола скважины может предотвратить преждевременную остановку буровых работ и ориентирует их дальнейшее направление.

Наземные съемки масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 на площадях, где были выполнены аэромагнитные съемки таких же масштабов, могут выполняться в некоторых условиях на отдельных площадях.

К таким относятся площади, для которых доказана непредставительность проведенных аэросъемок, возможность пропуска крупных объектов в сложной структуре поля или глубокое залегание рудных тел, фиксирующихся на поверхности малоинтенсивными аномалиями. Аномальный эффект может быть резко ослаблен также в связи с интенсивным проявлением процесса окисления. В некоторых случаях вместо наземных съемок масштаба 1 : 50 000 продуктивнее и эффективнее может оказаться аэромагнитная съемка масштаба 1 : 10 000.

Гравиметрические работы на этом этапе выполняются обычно в масштабе 1 : 100 000 (сечение изоаномал 1,0—0,5 мгл), а в пределах рудных зон и узлов 1 : 50 000 (сечение изоаномал 0,5—0,2 мгл). Необходимость и возможность производства гравиметрических работ той или иной точности решается, исходя из конкретных условий и анализа результатов гравиметрических съемок, выполненных на интерпретационных профилях, а также путем постановки специальных опытных работ.

В первый период работ, если магниторазведка позволяет получить сравнительно надежные сведения об изучаемом объекте, можно во многих случаях ограничиться гравиметрическими наблюдениями вдоль интерпретационных профилей. Если район работ имеет промышленное значение, выполнение гравиметрических работ масштаба 1 : 100 000, а в пределах аномальных зон масштаба 1 : 50 000 совершенно необходимо как непосредственно для поисковых работ, так и для изучения структуры и тектоники района и рудных полей.

В этом случае в пределах наиболее перспективных аномальных площадей еще до окончания съемок указанного масштаба на всей площади целесообразен переход к более детальным геофизическим исследованиям и буровым работам. При наличии сложномаскированных рудных тел комплекс применяемых методов может быть расширен. Целесообразность этого должна решаться опытным путем.

Необходимо учитывать, что применение комплекса геофизических методов повышает полноту и надежность геологической интерпретации геофизических полей, но в то же время значительно удорожает работы. Информативность методов далеко не равнозначна в различных

условиях, поэтому в применяемый комплекс следует включать только те методы, которые существенно расширяют информацию или повышают однозначность суждений.

Замечания о минимально целесообразном комплексе геофизических методов касается всех стадий геологоразведочных работ. Особое внимание надо уделять этому вопросу при проектировании площадных геофизических работ на этапе масштаба 1 : 50 000 и крупнее, при производстве которых излишняя сложность комплекса геофизических методов приводит к резкому удорожанию работ и замедлению темпов их производства. При поисках существенно магнетитовых железных руд, в благоприятной для использования магниторазведки обстановке, в минимальный комплекс входит магниторазведка как основной метод и гравиметрические измерения вдоль интерпретационных профилей. В менее благоприятных и наиболее часто встречающихся условиях, при поисках существенно магнетитовых руд, минимальный комплекс складывается из площадных магниторазведочных и площадных гравиразведочных работ. В закрытых районах для определения мощности рыхлых отложений и изучения рельефа фундамента по опорным профилям выполняются съемки методом электроразведки или в случае необходимости сейсморазведки.

В районе проведения геофизических съемок масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000, особенно при поисках глубокозалегающих месторождений, необходимо проводить структурно-параметрическое бурение по опорным профилям. На производство геологических, геофизических и геохимических исследований, связанных с этого рода бурением, составляется проект, в котором обосновываются: положение линий бурения, размещение скважин, глубина буре-

ния, процент выхода керна, программа петрофизических и петрохимических исследований, комплекс скважинных и наземных геофизических исследований.

При наличии перспективных глубокозалегających (более 500 м) объектов может оказаться целесообразным проведение сейсморазведочных работ методом отраженных волн с целью изучения структуры и тектоники рудного района или поля в пределах первых километров толщи земной коры.

Наибольшее значение имеют методы геофизики при картировании рудоконтролирующих факторов, на что должно быть обращено особое внимание. Большую помощь при этом может оказать типизация геофизических полей, осуществляемая на основе выяснения связи характера физических полей с особенностями вещественного состава, строения и условий залегания геологических объектов.

Комплекс полученных в результате детальных исследований геолого-геофизических данных представляет базу для прогнозной оценки изучаемого района.

Основным назначением выполненной прогнозной оценки на данной стадии является общая оценка перспектив рудного района, выделение перспективных площадей с установлением очередности проведения поисковых работ более крупного масштаба. Геофизические работы масштаба 1 : 10 000 и крупнее осуществляются обычно одновременно с геологическими и по единому проекту. Производство геофизических съемок этого масштаба относится к дорогостоящим работам, поэтому выбор участков работ и обоснование методики должны быть особенно тщательными.

Необходимость геофизических работ этого масштаба обосновывается всем опытом предыдущих работ и

особенно результатами работ, полученными на стадии съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Для месторождений, представленных сильно магнитными рудами, а также рудами, генетически и пространственно связанными с высокомагнитными породами, основными методами исследования остаются магнито- и гравиразведка. Съемки этого масштаба, как правило, высокой точности, поэтому предварительно необходимо выяснить возможность обеспечения желаемой точности. Аномальные физические поля, полученные в результате съемок, подвергаются не только качественной, но и количественной интерпретации. Поэтому необходимы тщательные детальные исследования на участках, которым соответствуют экстремумы аномальных кривых, и по возможности выход наблюдений в нормальные поля. В некоторых случаях съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 могут служить и для решения чисто качественных задач. Это бывает, например, когда повышение точности съемки по условиям не может существенно улучшить результаты работы, но сгущение сети профилей и наблюдений вдоль профилей может уточнить конфигурацию рудной залежи или пород, вмещающих рудные тела, и обеспечить тем самым сокращение буровых работ. В этом случае допустимо сгущение сети наблюдений без увеличения точности съемок.

Буровые работы сопровождаются каротажем, в том числе магнитным, и геофизическими исследованиями в скважинах (изучение магнитного поля, электрическая корреляция, радиоволновое просвечивание).

Для изучения мощности рыхлого покрова и погребенного рельефа коренных пород применяется электро-разведка. Последняя служит также для изучения структуры рудного поля и расчленения комплекса вмещающих пород. В некоторых

случаях для этого может быть привлечена сейсморазведка в модификации КМПВ.

На стадии съемок масштаба 1 : 10 000 и крупнее наземные и скважинные исследования желательнее увязать в единую систему наблюдений, призванную наиболее полно решить задачи поисков (определения пространственного положения и морфологии рудной залежи, оценки ее прогнозных запасов и изучения структуры месторождения).

После изучения интенсивных аномалий порядка 5 тыс. γ и больше переходят к изучению малоинтенсивных аномалий, но по характеру позволяющих предполагать их связь с глубокозалегающими крупными объектами.

При анализе малоинтенсивных аномалий может быть намечена следующая последовательность исследований. Во-первых, следует убедиться, что аномалия не связана с магнитными породами верхней части разреза и освободиться от влияния неглубоко залегающих магнитоактивных тел. Во-вторых, следует произвести расчеты, позволяющие судить о глубине залегания объекта, о его избыточной массе и других параметрах, доступных в той или иной мере для вычисления. Одновременно желательно провести специальные работы для повышения однозначности суждения о природе объекта.

В результате общего анализа всего геолого-геофизического материала и выполненного количественного анализа с рассмотрением «рудного» и «нерудного» вариантов на наиболее перспективных в промышленном отношении по прогнозной оценке объектах (учитываются размеры прогнозируемых запасов, глубина залегания залежи, компактность залежи, близость к транспортным линиям и производственным объектам) рекомендуется выполнение буровых работ со скважинными геолого-геофизиче-

скими и геохимическими исследованиями. Это и есть упомянутая в предыдущем разделе вторая стадия поисково-оценочных работ. Цель этих работ — уточнение природы объекта, его промышленной значимости и определение целесообразности передачи его под поисково-разведочное бурение.

Объемы бурения при проведении этих работ должны быть строго регламентированы, но не ограничены одиночными скважинами. Заложение последующих скважин корректируется данными предыдущих и выполненной переинтерпретации геолого-геофизического материала. На указанные работы составляется специальная программа, в которой обосновываются: предварительный объем бурения, места заложения скважин, положение первоочередной скважины, глубина бурения, петрофизическое и геохимическое изучение керна, скважинные геофизические исследования и каротажные работы.

На этапе поисково-разведочных работ геофизическими методами решаются такие задачи, как полнота опознания рудного поля или месторождения, получение предварительных сведений о вещественном составе руд, изучение пространственного положения и взаимосвязи рудных тел.

При изучении месторождений магнетитовых руд особенно важно выполнение скважинной магниторазведки и каротажа магнитной восприимчивости. Это не исключает, однако, выполнения других скважинных исследований — электрической корреляции рудных подсечений и радиоволнового просвечивания.

В тех случаях, когда установлена корреляционная связь между значениями магнитной восприимчивости и содержанием железа для руд данного района, каротаж магнитной

восприимчивости позволяет оценить не только наличие и мощность рудных интервалов, но и процентное содержание железа в рудах.

Если руды существенно гематитового состава или мартитизированы, то для выделения и оценки рудных интервалов применяется комплекс каротажа магнитной восприимчивости и гамма-гамма-каротажа в интегральной или спектральной модификации.

Когда в процессе поисково-разведочных или разведочных работ рудная залежь настолько разбурена, что можно судить о ее размерах и морфологии, а также изучены физические свойства пород и руд, необходимо создать геолого-геофизическую модель месторождения и рассчитать аномальный эффект от модели. Сравнение расчетной аномалии с наблю-

денной позволит определить имеет ли место остаточная аномалия. Интерпретация остаточной аномалии может дать сведения о наличии и положении еще не вскрытой залежи.

Следует отметить нередко наблюдаемый недостаток в практике ведения геологоразведочных работ — стремление максимально сократить стадию поисково-оценочных работ. При этом остаются невыясненными: строение рудной зоны или поля в целом, характер пространственной увязки объектов, перспективных по прогнозной оценке, их природа и вероятное промышленное значение. В результате этого выбор объектов под поисково-разведочные работы или разведочные работы оказывается случайным. При этом затрудняется оценка общих перспектив зоны или поля.

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

ПРИНЯТАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Все месторождения бокситов независимо от их возраста, минерального состава, генетических особенностей и геологической позиции связаны исключительно с экзогенными процессами и формируются непосредственно на земной поверхности в субаэральных или субаквальных условиях на континентах (Теняков, 1971, 1975; Телуаков, 1975). Они четко приурочены во времени к эпохам длительного континентального развития территорий или достаточно продолжительного перерыва в седиментации морских осадков.

Геохимические особенности алюминия, имеющего только одну валентность +3 и один окисел Al_2O_3 и обладающего резко выраженной амфотерностью, определяют его весьма прочные связи с кремнеземом в решетках многочисленных алюмосиликатов, являющихся наиболее распространенными компонентами литосферы. При этом алюминий входит в состав кремнекислородных тетраэдров, играет роль основания или изоморфно замещает трехвалентное железо в некоторых феррисиликатах. В эндогенных процессах свободные окислы (или гидроксилы) алюминия корунд и диаспор образуются крайне редко в весьма специфических условиях десиликации и в весьма ограниченных концентрациях. Значительно шире распространен сульфат алюминия — алунит, но масштабы его концентрации в вулканогенных образованиях также относительно невелики и не имеют серьезного промышленного значения.

Разрыв прочных химических связей между глиноземом и кремнезе-

мом происходит только в поверхностных условиях за счет солнечной энергии при специфических видах выветривания алюмосиликатных пород. Однако и в этих условиях для освобождения глинозема требуется определенное сочетание благоприятных факторов, нарушение которых препятствует образованию свободных гидроокислов алюминия и останавливает процесс гипергенного разложения алюмосиликатов на стадии каолинита.

Образовавшиеся в результате выветривания свободные гидроокислы алюминия устойчивы в определенных условиях гидрохимической обстановки, изменение которой может приводить к частичной или полной вторичной ресиликации продуктов выветривания с превращением свободных гидроокислов алюминия в каолинит, галлуазит, хлориты или шамозит либо к выщелачиванию и выносу за пределы профиля выветривания этих продуктов или осадочных накоплений. Не менее глубокие аналогичные химические преобразования свободные гидроокислы алюминия претерпевают в зонах глубинного или контактового метаморфизма.

Поэтому проявление на определенном отрезке геологического времени в какой-либо точке земной коры месторождений бокситов является результатом весьма сложного и разнообразного (в его конкретном проявлении) динамического равновесия между различными благоприятствующими (позитивными) и противодействующими (негативными) геологическими процессами или факторами. Интегральная совокупность

всех факторов и определяет первоначальные размеры образующихся месторождений бокситов, их среднее качество, а также степень сохранности в процессах дальнейшей геологической эволюции вмещающего их участка земной коры.

Месторождения бокситов образуют две крупные генетические группы: элювиальную и осадочную, каждая из которых представлена несколькими типами или их разновидностями, характеризующимися совокупностью определенных специфических особенностей, связанных с процессами их формирования, пространственной локализации, минеральным и химическим составом.

Месторождения бокситов любого генезиса (элювиального или осадочного) являются следствием проявления на данном участке земной коры, в определенную стадию его геологического развития, обычно необратимого, определенной совокупности геологических процессов, развивающихся в необходимой последовательности и с достаточной интенсивностью. Образующиеся при этом залежи бокситов промышленных размеров и качества пространственно тесно связаны с вмещающими, подстилающими или перекрывающими их горными породами различного происхождения (осадочными, магматическими или метаморфическими). Эта связь может быть генетической, парагенетической, геохимической или структурно-тектонической. В любом случае она определяет закономерности пространственного размещения залежей бокситов различных типов и качества, а также основные благоприятные предпосылки их обнаружения при поисках.

Рассмотрение всех аспектов динамики процесса бокситообразования и выявление всей совокупности воздействий на его результаты различных по времени проявления (до-рудных, собственно рудных и по-

струдных), направленности (позитивной и негативной) и интенсивности проявления геологических факторов возможно только при широком применении методов формационного анализа. Однако практическое применение последнего для целей прогнозирования бокситоносности обширных территорий и обоснованной оценки их потенциального экономического значения, а также оценки промышленных перспектив отдельных регионов, рудных полей или месторождений встречает определенные объективные трудности. Основными причинами этого являются: 1) недостаточность объективного эмпирического (геологического) и экспериментального материала для полной реконструкции всех основных аспектов процессов бокситообразования (элювиального и осадочного); 2) произвольный подход к выделению «рудных» формаций вообще и «бокситовых» в частности.

Разные исследователи применяют различные принципы выделения рудных бокситовых формаций и по-разному подходят к определению взаимосвязи с генетически родственными им геологическими формациями, или минерагенетическими формациями других полезных ископаемых (огнеупорные глины, угли, железные руды и др.). В связи с этим ниже приведена принятая в данной работе терминология, основанная на уточнении применительно к месторождениям бокситов широко распространенных терминов и соответствия последних: 1) общепринятому определению геологической формации, как комплекса горных пород, парагенетически связанных между собой и возникающих в определенной структурно-фациальной зоне (Геологический словарь, 1973, т. 2); 2) представлению, что любая рудная формация является частью сингенетичной ей и генетически однородной геологической формации; 3) значению

коры выветривания, как вполне определенной и самостоятельной геологической формации.

Боксит — экзогенное геологическое образование, состоящее преимущественно из свободных гидроокислов и окислов алюминия, железа и титана и отвечающее по химическому и минеральному составу требованиям промышленности к глиноземному сырью (для получения алюминия или электрокорунда).

Бокситовая порода — осадочная или элювиальная порода, содержащая свободные гидроокислы алюминия, но не отвечающая по составу требованиям промышленности к глиноземному (алюминиевому) сырью.

Бокситоподобная порода — порода, похожая по внешнему облику (окраске, текстурно-структурным или другим особенностям) на бокситы или бокситовые породы, но не содержащая свободных гидроокислов алюминия, может являться разновидностью других видов минерального сырья — огнеупорных глин, железных руд и др.

Бокситоносная формация — геологическая формация, частью которой является сингенетичная ей рудная бокситовая формация.

Бокситоносная эпоха — отрезок геологического времени, от момента обособления свободных гидроокислов алюминия в исходной коре выветривания до момента консервации их в залежах бокситов осадочного генезиса. В большинстве случаев подразделяется на две разобщенные во времени эпохи: 1) бокситообразования; 2) бокситонакопления.

Эпоха бокситообразования — отрезок геологического времени, в течение которого происходило формирование исходных латеритных кор выветривания.

Эпоха бокситонакопления — отрезок геологического

времени, в течение которого происходил размыв исходных латеритных кор выветривания, накопление осадочных бокситов и бокситовых пород, а также консервация последних более молодыми осадками.

Для месторождений бокситов элювиального типа эпохи бокситообразования и бокситонакопления (в смысле консервации их более молодыми осадками) практически совпадают, а для осадочных — могут быть существенно разорваны во времени. При этом одной эпохе бокситообразования могут соответствовать несколько разновозрастных эпох бокситонакопления. Также могут наблюдаться однофазные и многофазные эпохи бокситообразования, а различные фазы многофазной эпохи бокситонакопления могут не совпадать по площади их проявления. Одна и та же эпоха бокситообразования или бокситонакопления (и связанные с ней рудные бокситовые формации) может иметь различный геологический (стратиграфический) возраст в различных участках земной коры, но занимать одно и то же место в рядах геологических формаций, соответствуя одному и тому же этапу геотектонического цикла.

Рудная бокситовая формация (РБФ) — часть бокситоносной геологической формации (элювиальной или осадочной по генезису), включающая собственно бокситы и бокситовые породы, а также генетически и пространственно с ними связанные небокситовые породы или образования.

Бокситоносный формационный комплекс — совокупность пространственно совмещенных (в разрезе или по площади) генетически разнородных бокситоносных геологических или бокситовых рудных формаций: элювиальной (латеритной) и континентально-осадочной или др.

К о р а в ы в е т р и в а н и я¹ — специфическая геологическая формация, формирующаяся в определенные периоды истории континентального развития крупных участков земной коры на их поверхности и включающая все находящиеся на месте их образования геологические новообразования в ранее сформировавшихся горных породах любого генезиса, в том числе и пустоты открытого и подземного карста, а также зоны цементации, образующиеся в результате вертикальной инфильтрации поверхностных вод.

Л а т е р и т — элювиальный продукт субаэрального гипергенного изменения любых алюмосиликатных пород, происходящего под совокупным воздействием атмосферы, гидросферы и биосферы, состоящий в основном из свободных гидроокислов (преобладают) и окислов алюминия, железа, титана ($Al_2O_3 > Fe_2O_3$).

Ф е р р и л а т е р и т ы — аналогичные по генезису элювиальные образования, состоящие преимущественно из окислов и гидроокислов железа ($Fe_2O_3 > Al_2O_3$).

Л а т е р и т н о е в ы в е т р и в а н и е — совокупность гипергенных процессов, приводящая в определенной геологической обстановке в зависимости от состава исходных пород к образованию латеритов или феррилатеритов.

Л а т е р и т н ы й п о к р о в — бокситовый рудный формационный комплекс, являющийся совокупностью пространственно совмещенных (в вертикальном разрезе и по площади) элювиальных и континентально-осадочных бокситов и бокси-

товых пород преимущественно делювиальных и делювиально-пролювиальных фаций. В формационном отношении этот покров является, таким образом, одновременно составной частью двух различных геологических формаций: коры выветривания и континентально-осадочной.

Б о б о в и н ы — округлые образования, состоящие из окислов и гидроокислов железа, алюминия и титана (иногда марганца) и формирующиеся путем локальной концентрации вещества в остаточных элювиальных продуктах или внутри водного осадка за счет перераспределения вещества в твердой фазе конкреционным путем, вокруг собирательных центров (обломка минерала или породы). Они имеют обычно однородное, реже радиальнолучистое или неясно зональное (по интенсивности окраски) строение.

О о л и т ы и п и з о л и т ы — концентрически зональные округлые образования различного размера и сложного внутреннего строения, возникающие в результате последовательной кристаллизации осадка из водных растворов изменяющегося состава вокруг минеральных зерен, бобовин или их обломков. В пизолитах сложного строения внешние оболочки могут облекать несколько более мелких оолитов или их обломки.

Бобовины, оолиты и пизолиты могут находиться на месте их образования, в коренном их залегании, или механически переотлагаться, а также давать обломки, которые могут играть впоследствии роль новых собирательных центров при образовании бобовин или пизолитов второй генерации и т. д.

С т р у к т у р н ы е б о к с и т ы (или глины) — остаточные пористые элювиальные образования, сохраняющие явно различимые реликты структур или текстур исходных пород, по которым они формировались.

¹ Указанное определение практически совпадает с определением Д. Г. Сапожникова (1971) и соответствует наиболее детально разработанной генетической классификации образований кор выветривания И. И. Гинзбурга (1963), но при обязательном исключении из последней «переотложенных кор выветривания», являющихся уже осадочными породами.

Метасоматические (псевдоморфные) бокситы — плотные бокситы, образовавшиеся в основании латеритных профилей «сокращенного типа» (в зонах цементации) в результате непосредствен-

ного метасоматического замещения минералов исходной породы гиббситом (иногда бемитом) с сохранением всех структурных и текстурных особенностей последней.

КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ БОКСИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Наличие многочисленных месторождений бокситов различного возраста, приуроченных к разным геологическим обстановкам и существенно различающихся по морфологии рудных залежей, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, являлось объективным основанием для разработки различных их классификаций: генетических, морфологических или основанных на произвольных комбинациях различных исходных принципов. Количество преобладают частные классификации морфогенетического плана, разработанные для отдельных бокситорудных районов или провинций с месторождениями, принадлежащими обычно к единой рудной и геологической формациям. Наиболее полные классификации генетического плана были предложены Ю. К. Горецким (1960) и Д. Г. Сапожниковым (1971). Обе классификации содержат элементы формационного анализа, однако морфологические и чисто генетические аспекты в них преобладают. Классификация Ю. К. Горецкого, отражавшая его представления о ведущей роли в образовании боксита хемогенных процессов, в значительной степени устарела; классификация Д. Г. Сапожникова соответствует современным представлениям о генезисе бокситов и в значительной мере использована в настоящей работе.

Генетическая классификация Г. И. Бушинского (1971) основана

главным образом на морфологических особенностях залежей бокситов, определяющих тип месторождения; типы объединяются в подгруппы и группы. Тектонические области и формационные подразделения (надформации, формации и подформации) в общегеологическом понимании даны в качестве дополнительной характеристики тех или иных группировок типов месторождений.

Защищаемое Б. М. Михайловым свободное пользование термином «рудная формация» подчиняет выделение бокситовых рудных формаций стратиграфическому и тектоноциклическому принципам.

Частные классификации (Ю. Б. Басс для Украины, В. Н. Клекль и Б. Н. Одокий для района КМА, С. Л. Спирин, Е. И. Пельтек и М. С. Каштанов для Центральной Сибири, Б. А. Тюрин для Казахстана и др.) оперируют в основном морфогенетическими типами, характерными лишь для данной провинции, и слишком дробной их типизацией, учет которой при выделении рудных формаций практически нецелесообразен.

Все упомянутые выше классификации основаны на объективном фактическом материале, но использованном субъективно в зависимости от теоретических воззрений их авторов. Общей их чертой является стремление к выделению максимально возможного количества типов месторождений и различному использо-

ванию принципов выделения рудных и геологических формаций.

Ни одна из них не может быть применена для целей формационного анализа в неизменном виде.

В связи с этим авторами предполагается классификация бокситовых рудных формаций на основе использования следующей схемы соподчиненности классификационных подразделений:

группа формаций → рудная формация → рудная субформация → тип месторождений → морфогенетический подтип → рудная (литологическая или геохимическая) фацция → фациальная зона или подзона.

С формационной точки зрения месторождения бокситов могут быть приурочены к геологическим формациям: А — коры выветривания, В — базальным терригенным осадочным формациям платформ и В — рифогенно-карбонатным формациям миогеоантиклинальных поднятий и срединных массивов геосинклинальных поясов.

Осадочные формации обоих типов (Б и В) тесно связаны генетически и во времени возникновения с эпохами мощного корообразования на суше, а продукты последнего, сносимые в континентальные водоемы или в прибрежные зоны эпиконтинентальных или внутриархипелаговых морей, определяют литологические особенности образующихся осадочных формаций. Последние могут стать бокситоносными только при формировании их на достаточно обширных площадях суши мощного латеритного покрова с высокими концентрациями свободных гидроксидов алюминия в его верхних горизонтах.

Во всех случаях формирование осадочных геологических формаций сопровождается одновременной денудацией образований коры выветривания, их переносом в различной форме в бассейны осадконакопле-

ния, дифференциацией по крупности и плотности и, наконец, гравитационному, хемогенному или комбинированному накоплению в виде осадочных пород.

В зависимости от соотношения скоростей формирования профиля выветривания на суше и его денудации, приводящей к формированию различных терригенных пород, отчетливо выделяются два типа осадочных терригенных формаций: 1) посткоровые, 2) синкоровые.

Первые образуются после завершения формирования на суше мощных и глубоко химически проработанных кор выветривания и представляют собой совокупность осадочных пород, образовавшихся в различных фациальных обстановках (делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные и др.), но обязательно характеризующихся резким преобладанием в их составе продуктов длительного субаэрального химического выветривания (бокситы, вторичные каолины, чистые кварцевые пески и др.).

Вторые являются механически переотложенными продуктами денудации различных пород, идущей одновременно (синхронно) с образованием лишь начальных стадий зон континентального выветривания: дезинтеграции, частичного окисления и гидратации.

Бокситоносные осадочные терригенные формации являются частным случаем посткоровых геологических формаций, начавших отлагаться лишь после завершения формирования на суше мощных и глубоко проработанных латеритных кор выветривания. Они не могут следовать за образованием на суше кор выветривания каолинового или гидрослюдистого типа, а также кор выветривания латеритного типа, но с малой мощностью зоны конечного разложения, и требуют специфического тектонического режима денудации, исключаящего

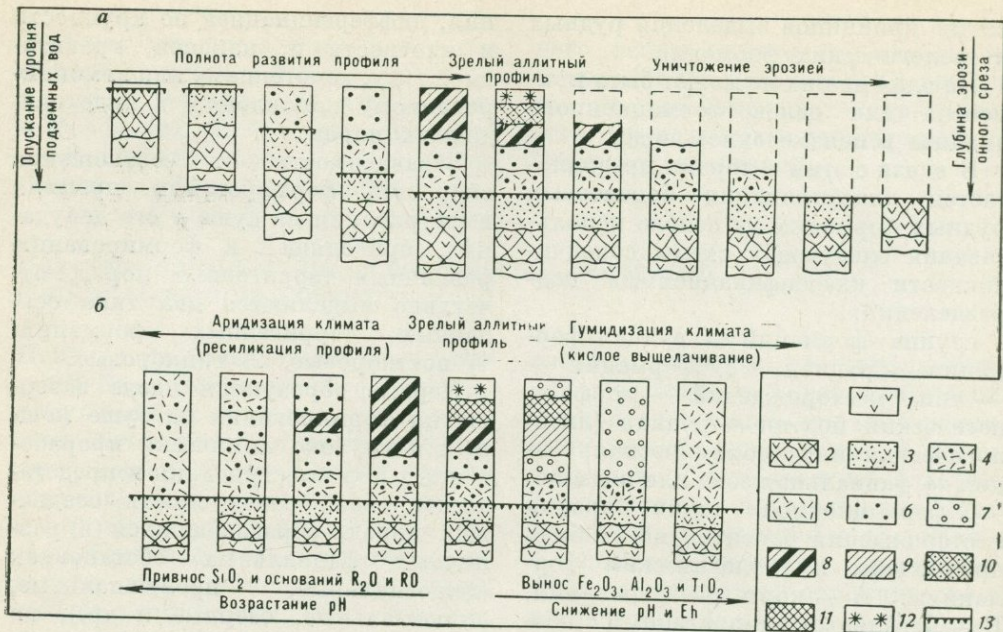


Рис. 40. Схема эволюции кор выветривания во времени:

а — стадийность формирования полного профиля выветривания и его денудации при сохранении климатической обстановки, **б** — денудация и выщелачивание кор выветривания при изменении климатической обстановки.

1 — неизмененные эффузивы основного и среднего состава; 2 — зона гипергенной трещиноватости; 3 — зона гидратации алюмосиликатов; 4 — каолинит-гидрослюдистые глины пестроцветные; 5 — то же, «обеленные»; 6 — каолинитовые глины пестроцветные; 7 — то же, «обеленные» и выщелоченные; 8 — гибсит-каолинитовые железистые породы; 9 — то же, «обеленные»; 10 — элювиальные бокситы железистые; 11 — то же, мало-железистые; 12 — железистый панцирь; 13 — стабильный уровень подземных вод

преобладание в переносимом материале продуктов нижних зон профиля латеритного выветривания и не затронутых выветриванием пород, разубоживающих бокситовый осадок собственно рудной части формации.

Поэтому бокситоносные осадочные формации проявляются в истории земной коры крайне редко и на ограниченных территориях, практически не повторяясь во времени на платформах (для одного и того же региона).

Рифогенно-карбонатные бокситоносные формации в районах мегеоантиклинальных поднятий могут

быть многоярусными в стратиграфическом отношении, хотя экономическое значение различных по возрасту бокситоносных уровней иногда резко неодинаково. Число разновозрастных бокситоносных горизонтов в пределах одной и той же провинции при этом может достигать 4—6 (Уральская) и даже 10 (альпийская зона Югославии).

Карбонатные бокситоносные формации срединных массивов занимают промежуточное положение между вышеупомянутыми и характеризуются 1—2 бокситоносными перерывами (Венгрия).

По генетическим условиям образования коры выветривания могут быть: 1) базальными, формирующимися в посторогенный этап развития на уже денудированной поверхности складчатой молодой платформы и залегающими в основании ее рыхлого чехла; 2) внутриформационными, образующимися на поверхностях размыва внутри недислоцированных пород платформенного чехла в периоды достаточно дли-

тельных перерывов в осадконакоплении. В направлении к длительно существующим областям сноса (поднятиям) платформы внутриформационные коры выветривания могут пространственно смыкаться с корами выветривания базального типа и накладываться на них на поднятиях. В этом случае базальные коры могут становиться многофазными, а различные по времени фазы их формирования существенно различаться по их геохимическим особенностям, направленности и глубине процессов выветривания (например, протерозойские, турнейские и предвизейские коры выветривания КМА).

При наложении новой фазы выветривания на ранее сформировавшиеся коры выветривания базального типа последние могут: 1) развиваться в сторону дальнейшего «дозревания» их продуктов, в сторону наиболее полного разложения алюмосиликатов, т. е. более глубокой степени латеритизации; 2) подвергаться обратной ресиликации кремнистыми водами и, таким образом, «деградировать»; 3) подвергаться выщелачиванию кислыми водами из них части конечных продуктов выветривания и превращаться во вторичные остаточные коры выветривания, существенно отличающиеся по минеральному и химическому составу от продуктов выветривания предыдущей эпохи выветривания.

Характер продуктов каждой из фаз выветривания и их интегральный результат зависят от климатической обстановки и продолжительности каждой из фаз корообразования. В зависимости от характера изменения климатической обстановки между различными фазами корообразования возможны различные комбинации изменений связанных с ними продуктов длительного выветривания, иллюстрируемые в обобщенном виде на рис. 40 (Тюрин, 1972).

ГРУППА БОКСИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Формации этой группы являются первичными концентрациями свободных гидроокислов алюминия на поверхности земной коры и первоисточником рудного бокситового вещества для всех осадочных рудных формаций.

Геологической основой их являются специфический тип суббазального выветривания в условиях длительного тектонического покоя, достаточного количества атмосферных осадков, хорошего дренажа зоны гипергенеза и благоприятного минерального и химического состава выветривающихся алюмосиликатных пород. Решающее значение перечисленных выше факторов является бесспорным. Однако точное и объективное сопоставление конкретных климатических обстановок эпох интенсивного латеритообразования в истории земной коры с современными климатическими поясами и ландшафтными зонами вызывает определенные трудности. Традиционные актуалистические представления о современном латеритообразовании в поясе саванн Западной Африки, Северной Австралии и Южной Америки в свете последних данных являются достаточно дискуссионными. Уже имеются наблюдения, указывающие на несомненное завершение формирования латеритных покровов отдельных районов Западной Африки в палеогене, климатические условия которого нельзя считать идентичными современным.

Широко известные указания Н. М. Страхова о формировании латеритов (и бокситов) в условиях теплого гумидного климата слишком неопределенны для выяснения конкретных условий латеритного процесса в отношении годового количества осадков, периодичности их выпадения, средней годовой темпера-

туры и амплитуд ее колебаний в суточном и сезонном аспектах. Ясно лишь, что в весьма влажном реликтовом тропическом лесу Экваториальной Африки, а также в горных влажных («гуманных») лесах тропической зоны и саваннах Восточной Африки современного латеритообразования нет. Появившиеся в печати сведения о находке в сельве штата Амазонка (Бразилия) мощных современных латеритных покровов требуют серьезной проверки временем. В подавляющем большинстве случаев изложенный фактический геологический материал не дает однозначных доказательств современного латеритообразования, которое с равной степенью достоверности может быть отнесено к мел-палеогену.

Бесспорные факты современного бокситообразования известны исключительно для некоторых океанических вулканических или коралловых островов (Гавайи, Реннелл и др.) тропического пояса Тихого океана, климатические особенности которых не могут быть перенесены ни на прибрежные, ни на внутренние зоны обширных областей длительного континентального развития.

Указанные сложности объективного установления оптимальных климатических условий мощного регионального латеритообразования вызывают попытки привлечь для объяснения причин появления и повторения в истории Земли эпох мощного латеритообразования (венд, девон, визе, мел-палеоген) внешние (космические) причины. Однако эти умозрительные построения, теоретически увязываемые с продолжительностью галактического года, также не подтверждаются пока какими-либо объективными научными доказательствами. Экспериментальная проверка процесса латеритообразования, проведенная Ж. Педро (1971), выполнена им в условиях, существенно отличающихся от современ-

ных природных условий, и доказывает лишь сущность процесса латеритизации, а не количественные его характеристики.

Поэтому современные климатические условия Австралии и Западной Африки следует рассматривать как минимально необходимые для сохранности имеющихся здесь латеритов от химического разрушения, можно с весьма большой долей условности допускать их эквивалентность климатической обстановки самого периода латеритообразования. Такой вывод подтверждают наблюдаемые в Западной Африке явления современного выщелачивания глинозема из латеритов грунтовыми водами гидрокарбонатного типа и последующее отложение в местах разгрузки бемитовых травертинов, а также образование железистых кирас на речных террасах низких уровней.

Не совсем ясна и роль растительного покрова в процессах латеритообразования. Современный растительный покров саванн Западной Африки не является реликтовым; в значительной мере он связан с вмешательством человека, выжигающего сухие травы и кустарники в конце засушливого периода и тем самым способствующего бурному возобновлению растительности в дождливый сезон. Уничтожение же джунглей в Южном Вьетнаме американцами при помощи гербицидов привело к широкому развитию процессов формирования на оголенной поверхности красноземных почв плотной железистой кирасы, превратившей огромные пространства в безжизненную пустыню. Последует ли за этим значительное понижение уровня грунтовых вод и развитие латеритного процесса — покажет время.

Среди латеритных кор выветривания известны два существенно различных типа: а) зональных, б) практически однородных. Первые соот-

ветствуют сублатеритному, вторые — экстралатеритному типам месторождений бокситов классификаций Г. И. Бушинского (1974).

Геологические причины, контролирующие образование второго, наиболее интересного в промышленном отношении типа латеритных кор выветривания, выяснены недостаточно. Они распространены значительно реже зональных и на территории СССР в ископаемом состоянии пока убедительно не доказаны. Совокупность имеющихся данных по их проявлениям в зоне современного тропического климата позволяет рассматривать их как частный случай основного типа латеритного выветривания — последовательно зонального.

Латеритные коры выветривания зонального типа

Латеритные коры выветривания этого типа являются типоморфным проявлением бокситоносной геологической формации кор выветривания. Они представляют собой продукт длительного субаэрального выветривания алюмосиликатных пород в благоприятных климатических, геоморфологических, тектонических и гидродинамических условиях. В общей истории геологического развития платформ любого времени консолидации (молодых, древних), формирование латеритных кор выветривания связано с завершающими фазами выравнивания посторогенного рельефа или с концом новых эрозионных циклов, следующих на древних платформах за периодами тектонической активизации.

Зональные латеритные коры выветривания образовались в результате стадийного выветривания алюмосиликатов, впервые геохимически изученного И. И. Гинзбургом для никеленосных кор выветривания Южного Урала. Латеритные про-

фили выветривания этого типа подробно описаны И. Валетон (1974) для Индии, Б. М. Михайловым (1969) для Гвинеи, А. П. Никитиной (1968) и В. Н. Клеклем (1969) для КМА, М. Гордоном и др. (Gordon e. a., 1958) для штата Арканзас в США.

Характерная зональность латеритной коры выветривания имеет следующую последовательность (снизу вверх): 1) неизменная алюмосиликатная порода (базальты в Индии, осадочные песчано-глинистые сланцы в Гвинее и КМА, нефелиновые сиениты в штате Арканзас); 2) зона дезинтеграции и начальной гидратации; 3) зона глинистых продуктов (литомарж), сохранивших структуру исходных пород; 4) зона свободных гидроокислов алюминия и железа, включающая элювиальные бокситы промышленного качества; 5) железистая кираса, состоящая преимущественно из окислов и гидроокислов железа.

Детальное геохимическое опробование типичных латеритных профилей, развивавшихся в разные геологические эпохи (визе, мел, палеоген) на алюмосиликатных породах различного происхождения и минерального состава (И. Валетон, В. Н. Клекль, Б. М. Михайлов, А. П. Никитина, В. П. Петров и др.), убедительно показывает, что с химической стороны процесс латеритного выветривания точно укладывается в схему стадийного выветривания алюмосиликатов И. И. Гинзбурга и заключается в постепенном выносе оснований типа R_2O и RO и все возрастающих количеств кремнезема с прогрессивным накоплением нерастворимых гидроокислов алюминия, железа и титана, а также увеличением количества связанной (гидратной) воды.

Исследования Б. М. Михайлова в Гвинее (Михайлов, 1969) отчетливо показали, что полнота разви-

тия профиля латеритного выветривания в большой степени зависит от геоморфологических условий местности и глубины стояния статического уровня подземных вод.

Химический состав конечных продуктов разложения, включая элювиальные бокситы, в значительной степени наследует соотношение между алюминием, железом, титаном в исходных породах. В результате этого на маложелезистом субстрате формируются существенно менее железистые латериты, чем на более железистых базальтах, которые обычно также обогащены титаном. Латериты, образующиеся на сильно железистых магматических (пироксениты, перидотиты, оливиниты и дуниты) или осадочных (железистые кварциты и др.) породах, являются, как правило, уже представителями геохимически смежных рудных формаций глиноземистых железняков, элювиальных железных (Куба) или марганцевых руд («марганцевые шляпы» на выходах марганецсодержащих карбонатно-кремнистых формаций или на продуктах их метаморфизма).

В зависимости от особенностей геологического строения фундамента латеритных покровов возможно пространственное сосуществование перечисленных выше рудных формаций с минералогическими формациями: а) маршаллитов на чистых от глинистых примесей карбонатных породах, б) первичных каолинов на кислых гранитоидах лейкократового состава. В отдельных случаях латеритные образования могут содержать повышенные концентрации золота, алмазов или устойчивых редкометалльных минералов и рассматриваться как элювиальные россыпи.

Весьма своеобразным конечным продуктом латеритного выветривания является самый верхний слой полностью проработанного профиля выветривания — его железистая

кираса, или железистый панцирь, условия и время образования которой выяснены еще недостаточно. Однако ее роль в обеспечении длительной сохранности залегающих под ней залежей промышленных элювиальных бокситов исключительно важна. Характерными особенностями железистой кирасы являются: 1) высокое содержание железа; 2) значительно более низкое содержание глинозема, чем в нижележащих бокситах; 3) высокая плотность и механическая прочность. По химическому составу она может соответствовать сильно железистому бокситу, глиноземистому или красному железняку иногда даже весьма высокого качества. Во многих случаях кираса является столь же пористой, как и боксит (Меваса-2 в Индии). Реликты структуры исходных пород в зоне кирасы обычно отсутствуют (Михайлов, 1969,) но содержится заметное количество автохтонного и аллохтонного (обломки кварца) обломочного материала.

Геохимические диаграммы показывают значительный привнос окиси железа, однако механизм привноса недостаточно ясен. Механическая гравитационная усадка интенсивно выщелоченных образований верхних зон профиля выветривания маловероятна из-за высокой механической прочности пористых материалов и не объясняет относительное накопление окислов железа за счет глинозема. Цементация поверхностных обломков окислами железа, приносимыми поверхностным стоком, может быть принята лишь для кирас, формирующихся на поверхности речных террас или современных педипленов, гипсометрически ниже бовалей с элювиальными бокситами.

Для последних миграция железа в условиях резко окислительной обстановки зоны кирасы может быть объяснена:

1) капиллярным поднятием его растворов к поверхности с последующим выпадением в осадок в результате инсоляции;

2) наступлением растительности и образованием маломощного почвенного покрова, в пределах которого происходит восстановление и растворение окисного железа и инфильтрация его в более низкие зоны профиля. Характеризующаяся окислительной обстановкой часть железа при этом могла перемещаться аналогичным путем и по поверхности коры выветривания. В этом случае на поверхности латеритов должна формироваться обеленная зона, которая могла не сохраниться ввиду легкости ее денудации;

3) выщелачиванием кислыми почвенными водами из самых верхних зон профиля латеритного выветривания гидроокислов алюминия при неподвижности окислов железа (остаточная кираса выщелачивания). Вероятно, все три процесса могли протекать геологически одновременно, но проявляться преимущественно в различные сезоны года.

Установление особенностей механизма кирасирования латеритных профилей выветривания, точного времени его проявления в латеритном процессе имеет большое практическое значение для правильной оценки промышленных перспектив как латеритных кор выветривания (новейших, мезозойских и палеозойских), так и их осадочных производных.

Сформировавшиеся в латеритных корях выветривания залежи элювиальных бокситов обычно отличаются: 1) весьма низким содержанием кремнезема; 2) присутствием значительной его части в свободном виде (обломочный кварц); 3) частым присутствием повышенных концентраций (вплоть до возможности попутного извлечения) редких и рассеянных элементов-гидролизатов;

4) плащевидной формой; 5) весьма изрезанными контурами (влияние сингенетического и эпигенетического рельефа); 6) весьма крупными запасами; 7) преимущественно гиббситовым составом (бемита, обычно менее 10%) бокситов мезозойского и кайнозойского возраста; 8) «псевдоморфными» структурами бокситов с присутствием в верхних зонах аллювиального рудного горизонта обломочных структур, состоящих из различно ориентированных обломков структурного («псевдоморфного») боксита и землистой цементирующей массы; 9) наличие в верхних зонах латеритного профиля бобовин однородного внутреннего строения при отсутствии оолитов и пизолитов.

Образовавшиеся в определенную геологическую эпоху латеритные коры выветривания и элювиальные бокситы находятся в состоянии неустойчивого равновесия с окружающей средой, которое может быть в дальнейшем легко нарушено сравнительно небольшими изменениями последней. Так, падение уровня подземных вод при сохранении неизменными всех остальных факторов латеритообразования приведет к возобновлению и усилению последнего и увеличению мощности зоны продуктов конечного разложения. Наоборот, поднятие уровня подземных вод до верхних зон профиля выветривания неизбежно приведет к наступлению леса, образованию мощного почвенного покрова, органических кислот и существенно выщелачиванию железа и глинозему из верхних зон профиля. Железо будет накапливаться выше уровня застойных вод. Ниже последнего в условиях бескислородной среды возможно восстановление окисного железа в закисное и значительный вынос железа из зоны бокситов и литомаржа.

При активизации тектонического режима и сохранении неизменной

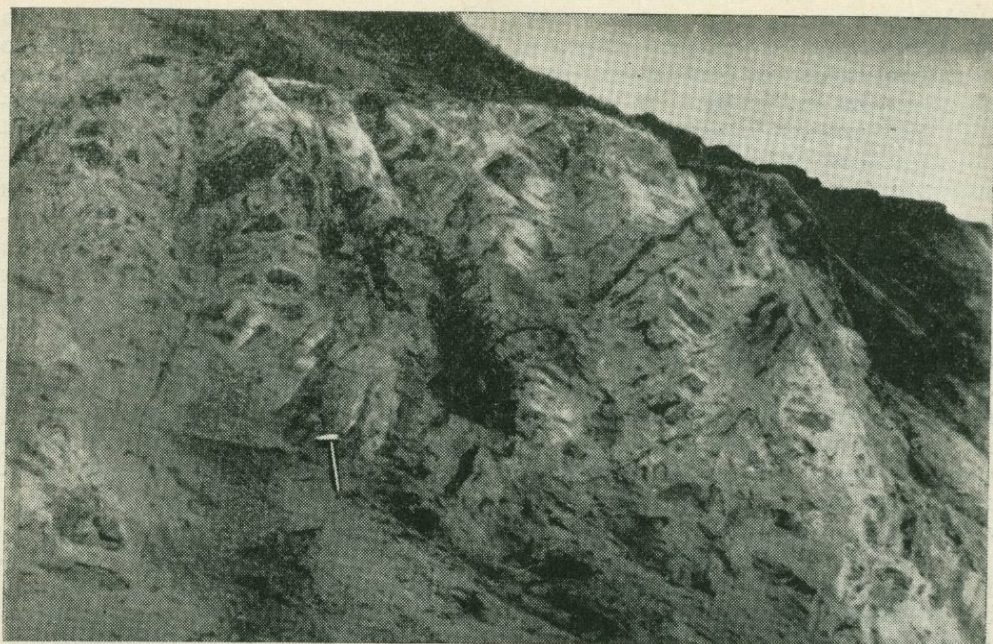


Рис. 41. Вторичная каолинитизация и галлуазитизация латеритных бокситов. Ново-Бурановский карьер

общей климатической обстановки латеритные коры выветривания подвергаются денудации вплоть до полного их уничтожения. На первых стадиях или при слабой денудации происходит образование рудного формационного комплекса латеритных покровов, а в дальнейшем при увеличении интенсивности денудации — формирование осадочных бокситовых рудных формаций.

В случае аридизации или увлажнения и похолодания климата латеритные коры выветривания могут подвергнуться вторичной ретроградной каолинизации, охватывающей сначала их верхние зоны, а затем и всю зону латерита вплоть до литомаржа. Вторичная каолинизация (и галлуазитизация) начинается с пустот и трещин отдельности или кливажа и постепенно проникает

все глубже внутрь глыб или кусков латерита по порам и микротрещинам, в результате чего сохраняются лишь реликты боксита в центре глыб, окруженные каймами замещения, сложенными каолинитом и галлуазитом (рис. 41). Эти явления типично проявлены в верхнетриасовых латеритных корях выветривания Кемпирсайского района КазССР (борт Ново-Бурановского карьера).

Латеритные коры выветривания формировались неоднократно в истории земной коры. Непосредственно на территории СССР они известны в девоне (?) и нижнем карбоне (визе) на Русской платформе, в верхнем триасе — в Мугоджарах и в мелу — на западном борту Тургайского прогиба (Актогальское месторождение) и на Южной Украине. По косвенным признакам — наличие осадочных проявлений бокситов — существование их предполагается в венде (Восточная Сибирь), верхнем ордовике (Северный Казахстан),

на границе нижнего и среднего карбона (Средняя Азия), в верхней перми (Закавказье, Памир) и в основании палеогена (Центральный Казахстан, Центральная Сибирь). Некоторыми авторами выделяются и другие уровни, требующие существенного уточнения.

Геологическими критериями, определяющими возможность появления на определенной стадии развития территории бокситовой рудной формации зональных латеритных кор выветривания и достаточно полного ее развития, вплоть до появления в верхних зонах профиля выветривания достаточно мощного (несколько метров) слоя элювиальных бокситов промышленного качества, являются:

1) наличие длительного периода тектонического покоя крупных платформенных глыб, совпадающего во времени с благоприятной климатической обстановкой (количество осадков и их сезонное распределение, температурная характеристика, направление ветров по отношению к акватории моря и расстояние от последней), не претерпевшей значительных изменений в постлатеритное время;

2) выровненный, но достаточно расчлененный по вертикали рельеф столовых плато, глубоко дренируемых местной гидрографической сетью, контролируемой разделяющими приподнятые морфоструктурные блоки древними или обновленными зонами, а также тектоническими разломами сбросового типа;

3) отсутствие мощного почвенного покрова и пышной древесной растительности типа прибрежных гилей и экваториальных или влажных горных («туманных») лесов;

4) низкое состояние уровня подземных вод в засушливые сезоны, и значительный подъем их в дождливые («насосный эффект»);

5) быстрое захоронение сформиро-

вавшихся латеритных кор выветривания глинистыми или карбонатными осадками трансгрессировавших на опускающуюся сушу эпиконтинентальных морских бассейнов.

Латеритные коры выветривания азонального типа

Латеритные коры выветривания азонального типа являются рудной субформацией основной рудной формации зональных кор выветривания. Они известны в относительно небольшом числе пунктов за пределами СССР и изучены Б. М. Михайловым и другими в Гвинее в районе Фенария на долеритах и на архипелаге Лос на нефелиновых сиенитах (рис. 42). Отличительной чертой субформации в обоих случаях является наличие резкого контакта элювиального структурного боксита с неизменной материнской породой; железистая кираса мощностью 2—3 м состоит из сцементированных обломков структурного боксита (Фенария) или бобовин (о. Каса в архипелаге Лос). Переходная зона от бокситов к неизменной породе мощностью от 1 см до 0,5 м обычно осветлена. Г. И. Бушинский (1971) указывает на значительный привнос глинозема и H_2O . Бокситы латеритных профилей азонального типа отличаются весьма высоким качеством — практически полным удалением кремнезема.

Условия образования латеритных профилей этого типа, называемых также «сокращенными» (по сравнению с профилями зонального типа), не совсем ясны. Можно лишь предполагать, что они, во-первых, представляют собой предельную стадию формирования обычного латеритного профиля выветривания при строго постоянном уровне подземных вод, явившимся барьером для дальнейшего развития процессов выветрива-

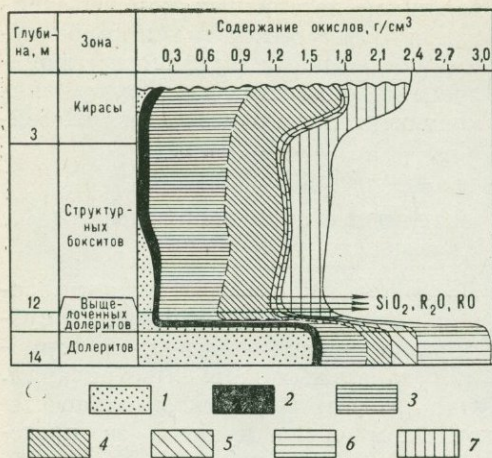


Рис. 42. Латеритные коры выветривания азонального типа (район Фенария).

1 — SiO_2 ; 2 — TiO_2 ; 3 — Al_2O_3 ; 4 — Fe_2O_3 ; 5 — FeO ; 6 — $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; 7 — п. п. п.

ния на глубину; при этом промежуточные зоны дезинтеграции и структурных глин (литомарж) подверглись полному выщелачиванию и достигли стадии конечного разложения; во-вторых, являются результатом вторичной переработки зональных профилей обычного типа в условиях изменения климатической обстановки в сторону резкого увлажнения, наступления растительности и развития мощных процессов почвообразования, сопровождаемых выщелачиванием глинозема из верхних зон латеритного профиля выветривания и медленной миграции насыщенных им почвенных вод его в нижние зоны. При этом в результате реакций двойного обмена между раствором и гидратированными алюмосиликатами и даже кварцем материнской породы происходит метасоматическое замещение последних гиббситом, сопровождаемое растворением кремнезема и оснований. Принципиальную возможность такого процесса подтверждают Н. А. Лисицына и

М. В. Пастухова (1964), описавшие факты диагенетического или эпигенетического метасоматического замещения гиббситом обломочных зерен кварца и полевых шпатов в некоторых разностях бокситов Казахстана.

Географически оба основных района распространения латеритных профилей этого типа расположены или непосредственно на берегу океана (архипелаг Лос), или сравнительно недалеко от него (район Фенария в Гвинее). Возможность обнаружения подобных бокситов в погребенном состоянии, по-видимому, маловероятна ввиду небольшой мощности латеритных кор выветривания этого типа. Вероятно, их следует искать в наиболее близких к морю и относительно наиболее низких гипсометрически (по палеогеоморфологическим данным) частях провинций распространения латеритных образований зонального типа. Геологические предпосылки для возможного проявления их в геологической истории платформ идентичны, по-видимому, указанным выше для основного типа рудной формации — зональных латеритных кор выветривания, однако возможность их сохранности от денудации является во много раз менее благоприятной.

Формационный комплекс латеритных покровов

Рудная формация латеритных кор выветривания встречается в чистом виде редко и не образует крупных промышленных месторождений. Чаще всего залежи элювиальных (структурных) бокситов сопровождаются сопоставимыми с ними по размерам и обычно превышающими их во много раз по запасам осадочными образованиями различного фациального облика, пространственно совмещенными с эрозийными

останцами латеритных кор выветривания и образующими в совокупности с последними весьма крупные (до уникальных) месторождения, столь характерные для современного тропического пояса земного шара. Остатки некогда весьма крупных месторождений формационного комплекса латеритных покровов известны и для среднепалеозойской (девон — нижний карбон) эпохи латеритообразования на Русской платформе.

Формационный комплекс латеритных покровов распространен наиболее широко и известен практически для всех известных эпох латеритообразования и всех рудных провинций, с ними связанных. Он представлен весьма широкой гаммой месторождений, каждая из формационных составляющих которых (элювиальные структурные бокситы формации латеритных кор выветривания, континентально-осадочные бокситы красноцветной посткоровой континентальной терригенной осадочной формации) может количественно изменяться в отдельных залежах рудной провинции или района в пределах от 0 до 100%. В большинстве случаев осадочные бокситы по качеству хуже элювиальных. Поэтому целесообразно объекты, содержащие менее 25% переотложенного первичного латеритного материала, отнести к рудной формации собственно латеритных кор выветривания, а более 75% — к осадочным бокситовым рудным формациям.

Останцы элювиальных бокситов обычно сохраняются в нижних частях покрова, но могут и непосредственно выходить на поверхность на плоских вершинах наиболее приподнятых участков плато («бовали» верхнего уровня). На склонах последних и поверхностях выравнивания более низких уровней накапливается осадочный перемещенный

материал преимущественно субэрозивных делювиальных или делювиально-пролювиальных образований, однако в ряде рудных районов в составе латеритного покрова присутствуют также осадки озерно-болотных, пролювиально-аллювиальных и аллювиальных (Сангареди, Гвинея) фаций. В отдельных случаях наблюдаются прибрежно-морские фации (Сангареди), а в заливе Карпентария (Северная Австралия) латеритный покров, сформировавшийся в основном в палеогене, уходит под уровень моря и вторично перерабатывается в зоне его приобья.

Бокситы осадочной части латеритного покрова при слабой тектонической активности территории, сохранении климатической обстановки, слабом развитии гидрографической сети и большой мощности исходных латеритных кор выветривания могут формироваться достаточно долго (покровы Северной Австралии, Гвинеи и др.), создавая в ряде случаев иллюзию современного латеритообразования. При этом в ранние этапы формирования латеритного покрова несомненно происходило образование «неоэлювия», когда перемещенные обломки первичных элювиальных бокситов, глинистые продукты зоны литомаржа, а также обломки и гальки слабо измененных исходных пород подвергались дополнительному латеритному выветриванию.

В большинстве случаев явно преобладает переработка обломочного материала с участием водной среды, вероятнее всего, в периодически возникавших в сезоны дождей временных водоемах. При этом отмечается заметная химическая подвижность глинозема, фиксируемая явлениями метасоматического замещения остаточных зерен алюмосиликатов и образованием оолитов и пизолитов. Наблюдаются также явления некоторой сортировки обломочного

материала, бобовин, а также пизолитов, часто имеющих сложное внутреннее строение и формировавшихся в несколько этапов. Обломки структурных бокситов при этом разрушаются механически и химически и могут присутствовать среди бобово-пизолитовых бокситов в весьма небольших количествах.

Химически и механически весьма устойчивые обломки первичной кирасы присутствуют всегда в заметных количествах, а их более мелкие фракции играют роль центров собирательной кристаллизации при образовании бобовин, оолитов и пизолитов. Аналогичную роль играют и обломки бобовин. В ряде случаев на осадочной части бокситового формационного комплекса или отдельных ее участках могут формироваться более молодые «вторичные» железистые кирасы, содержащие пизолиты или их обломки. Эти кирасы могут, в свою очередь, подвергаться частичному или полному размыву, продукты которого сносятся в пониженные участки и снова участвуют в формировании осадочной части латеритного покрова.

Значительная химическая подвижность глинозема в процессе формирования комплекса латеритных покровов обуславливается слабо кислой реакцией грунтовых вод в период дождливых сезонов, вызванная повышенной концентрацией в них гидрокарбонат-иона (Некоторые вопросы..., 1970). В результате происходит растворение до 140—150 мг/л глинозема и отложение его в местах разгрузки современных источников Гвинеи в виде бемитовых травертинов. С этим явлением и связано, по-видимому, повсеместное присутствие оолитовых и пизолитовых разновидностей бокситов, колломорфных структур цемента, а также постоянное присутствие в молодых гиббситовых бокситах заметных количеств (5—10%) бемита.

В аллювиальных фациях, когда врез гидрографической сети не достигает основания латеритного покрова, могут формироваться уникальные по качеству бокситов месторождения (Сангареди, Гвинея). Однако резкое преобладание в этих своеобразных «пластинчатых» бокситовых галечниках бемита над гиббситом до сих пор не получило удовлетворительного объяснения.

Геологические предпосылки, благоприятствующие формированию формационного комплекса латеритных покровов, ближе, по-видимому, к климатическим условиям и ландшафтам современного пояса саванн, чем эпоха образования исходных латеритных кор выветривания (см. выше). Однако и для этого явления остается много неясных моментов, главный из которых — как бы самопогребение останцов латеритной коры выветривания под мощным чехлом делювиально-пролювиальных шлейфов бобово-пизолитовых осадочных бокситов (Австралия). Для древних (палеозойских) латеритных покровов аналогичная картина наблюдается для девонских (?) месторождений Среднего Тимана, однако для визейских латеритных покровов Белгородского района КМА наблюдается обратное соотношение — преобладание элювиальных бокситов над осадочными.

Субформация океанических островов

Характерной особенностью этой субформации является отсутствие перекрывающих бокситовую рудную формацию осадочных отложений. Среди известных представителей субформации (в пределах территории СССР они отсутствуют) наблюдается два формационных типа месторождений: 1) латеритные коры выветривания на лавах среднего или основного состава, известные на

островах Палау, Фиджи, Гавайи и др.; 2) бокситовые латеритные (?) покровы на рифогенных известняках островов Реннелл, Беллона, Лифу и др.

Латеритный покров островов Палау и Фиджи относится к типично зональному типу. Латеритные коры выветривания Гавайских островов являются наиболее молодыми из всех известных латеритных образований (80—136 тыс. лет) и весьма своеобразными по их морфологии из-за избирательной латеритизации наиболее проницаемых частей лавового покрова-пузырчатого «клинкера». В обычном типе (Палау, Фиджи и др.) верхняя часть латеритного покрова сложена бобовым или конкреционным бокситом, ниже которого находится зона землистого «латерита».

Наиболее своеобразен и интересен в генетическом отношении латеритный покров о. Реннелл в архипелаге Соломоновых островов, расположенный в сотнях километров от ближайших островов, на которых могли формироваться латеритные покровы на алюмосиликатных породах. Остров представляет собой коралловый атолл размером 80×10 км, поднимающийся со дна Кораллового моря. По геофизическим данным базальтовый цоколь находится на глубине 500 м от его современной поверхности. Слагающие остров рифогенные предположительно плейстоценные известняки не отличаются большой чистотой химического состава — они в заметной степени доломитизированы. Пересохшее чашеобразное углубление в центральной части острова заполнено латеритным материалом, содержащим менее 0,2% кремнезема. Берега о. Реннелл обрывистые, высотой до 100 м, но внутренние депрессии подняты над уровнем моря всего на 15 м, что создает перепад высот около 85—100 м.

На всех известных проявлениях подобного типа в настоящее время развита пышная тропическая растительность, количество осадков превышает 1600 мм/год и наблюдаются интенсивные почвообразующие процессы.

Предположение о латеритизации нерастворимого остатка известняков не соответствует его ничтожному количеству, а гипотеза о латеритизации заброшенных волнами кусков пемзы, часто встречаемых на внешних прибрежных террасах острова, столь же маловероятно, так как пемза должна была сначала заполнить сообщающуюся с морем лагуну, а уже затем, после ее поднятия выше уровня моря, подвергнуться латеритизации. Правильное решение генезиса бокситов о. Реннелл имеет исключительно важное значение для объяснения генезиса осадочных бокситов в рифогенно-карбонатных толщах геосинклинальных поясов. Значительное сходство между бокситами о. Реннелл и бокситами Ямайки по их характеру, вещественному составу и условиям залегания (М. В. Дубовская) подтверждает это положение.

Отсутствие близко расположенных алюмосиликатных пород, на которых могли формироваться латеритные коры выветривания обычного типа, и невозможность переотложения продуктов латеритного выветривания при помощи гидрографической сети с суши через обширные акватории морских бассейнов геосинклинального пояса, не дают удовлетворительных доказательств принадлежности месторождений этого типа к «дальне-карстовому типу латеритно-осадочных месторождений» Г. И. Бушинского (1971), генетически связанному с латеритными покровами континентов. Поэтому источники глинозема в осадочных месторождениях бокситов геосинклинальных поясов земной коры

следует искать внутри последних и связывать его в первую очередь с латеритными покровами субформации вулканических островов. Последние являются существенно гетерогенными.

Латеритные покровы, формирующиеся в периоды тектонического и магматического покоя на лавовых покровах, сравнительно маломощны и имеют относительно низкое качество.

В условиях длительно продолжающейся вулканической деятельности и щитового типа вулканов (Гавайи) они не могут быть источником мощного накопления бокситов высокого качества в силу избирательного развития процесса латеритизации лавовых покровов (см. выше). В обоих случаях осадочные производные латеритных покровов на островах будут ниже по качеству, чем исходные латериты из-за перемешивания материала различных зон профиля выветривания при переносе и седиментации.

По химическому составу большинство осадочных месторождений формации перерывов внутри карбонатных толщ ближе к латеритным покровам на современных коралловых рифах. Вероятно, аналоги последних играли весьма важную роль в образовании осадочных месторождений бокситов в геосинклинальных поясах постбайкальского, посткаледонского и посткimmerийского седиментационных циклов.

Отсутствие каких-либо местных источников глинозема для объяснения происхождения бокситов коралловых островов Реннелл, Беллона, Лифу и др. заставляет вновь обратиться к гипотезе А. С. Калугина (1967) о вулканогенно-золотом их происхождении за счет латеритизации вулканических пеплов, выпадавших на неровную поверхность «мертвых», приподнятых выше уровня моря коралловых дуг.

Периодические пеплопады уничтожили растительность и создали необходимые условия для интенсивной латеритизации относительно рыхлых пеплов на поверхности рифа. Образовавшиеся на возвышенных частях кораллового острова латериты в дальнейшем могли сноситься дождевыми потоками в суходолы или внутренние и наружные лагуны. В случае сближенного расположения коралловых и вулканических островов в мелководные лагуны могли поступать и продукты размыва латеритных покровов на лавовых полях самого вулканического острова, а также гипогенный сульфат глинозема сернокислых фумарол собственно вулканического конуса (Зеленов, 1964).

Подобная трактовка связи латеритного бокситообразования на океанических островах и осадочного бокситонакопления в геосинклинальных поясах является дискуссионной, но не более, чем традиционная концепция поступления латеритного материала с континентальной суши, сложенной алюмосиликатными породами. Палеогеографические реконструкции для дельта района СУБР, мела для Паннонского срединного массива и др. указывают на значительную удаленность континента от зоны бокситонакопления (многие десятки или первые сотни километров).

Современное расположение барьерных рифов по отношению к берегам континентов — десятки, первые сотни километров (Восточная Австралия, Северо-Восточная Африка) — также слишком велико для переноса весьма чистых бокситовых взвесей с помощью гидрографической сети суши и береговых морских течений от края суши до коралловых лагун. Между тем накопление высококачественных бокситов этим способом требует, чтобы лагуны с бокситовой седиментацией либо непосредственно при-

мыкали к краю платформенной низменной суши, либо к аналогичным краям крупных островов, игравших роль срединных массивов.

ОСАДОЧНЫЕ РУДНЫЕ БОКСИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Группа осадочных рудных бокситовых формаций является закономерным результатом дальнейшей эволюции формационного комплекса латеритных покровов. В результате усиления процессов денудации непосредственная пространственная связь осадочной части покрова с исходными латеритными корами выветривания и элювиальными бокситами полностью разрывается. От последних при этом могут сохраняться лишь косвенные признаки: останцы зоны «литомаржа» или обломки структурных бокситов в зоне ближнего выклинивания осадочных бокситовых фаций.

В ряде случаев, особенно в рудных провинциях палеозойского возраста, даже эти реликты связи осадочных бокситов с первичными латеритными корами выветривания могут быть полностью утрачены и устанавливаться лишь предположительно, на основании аналогии с более мощными рудными бокситовыми формациями, сохранившимися полностью или частично эти генетические связи.

Среди осадочных рудных формаций на основании их принадлежности к геологическим формациям различного типа могут быть выделены две существенно различные рудные формации, каждая из которых состоит из нескольких субформаций, характеризующихся специфическими, им присущими геологическими особенностями.

А. Формации основания трансгрессивных посткоровых терригенных формаций на платформах.

Субформации континентальных осадков:

1) красноцветных или пестроцветных

а) субаэральные делювиально-пролювиальные фации;

б) озерно-болотные фации;

в) фации карстовых водоемов;

2) сероцветных (до угленосных)

а) сероцветные алевролит-аргиллитовые фации озерно-болотного типа;

б) собственно угленосные фации.

Б. Формации перерывов внутри рифогенных морских карбонатных формаций миогеоантиклинальных поднятий или срединных массивов. Фациальные группы 1а и 1б залегают, как правило, на алюмосиликатных породах их основания или корях их выветривания; 1в — на глубоко закарстованных карбонатных породах. Фациальные группы 2а и 2б могут залежать в различных условиях, но чаще всего на карбонатных или карбонатно-глинистых породах или корях выветривания последних.

Бокситоносные осадки групп 1а, 1б и 1в формировались в условиях резко окислительной среды, группы 2а и 2б — в условиях восстановительной.

Представители всех перечисленных выше фациальных групп известны для палеозойских, мезозойских и кайнозойских эпох осадочного бокситонакопления. Характерной особенностью их является присутствие только одного стратиграфического уровня бокситонакопления для всех древних и преимущественное развитие одного уровня (обычно относительно наиболее древнего) — для молодых.

Среди формации перерывов в карбонатных толщах выделяются субформации:

а) миогеоантиклинальных поднятий,

б) срединных массивов,

в) океанических островов.

Во всех этих субформациях бокситы залегают на закарстованной поверхности известняков почвы, чаще всего рифогенных, и перекрываются также мощными карбонатными толщами.

Основным отличием субформации миогеоантиклинальных поднятий является наличие в мощном формационно-едином разрезе карбонатной толщи нескольких разновозрастных, относительно кратковременных бокситоносных перерывов (обычно различной промышленной продуктивности). Для субформации срединных массивов характерно наличие одного достаточно длительного (до системы и более) континентального перерыва, но с возможным наличием 2—3 разновозрастных бокситоносных горизонтов в пределах разреза терригенных континентальных осадков эпохи бокситоносного перерыва (Венгрия). Карбонатные породы кровли бокситоносной формации (фораминиферовые известняки эоцена) могут при этом относиться к совершенно другой геологической формации, чем породы ее почвы (кристаллические доломиты / верхнего триаса).

Бокситоносная субформация вулканических островов отличается от двух предыдущих рядом черт, возможно проливающих свет на основные генетические особенности формации в целом.

Общим для всех трех субформаций бокситовой рудной формации перерывов внутри карбонатных толщ является отсутствие объективно установленного или достаточно убедительно доказуемого косвенными соображениями источника глинозема в бокситах. Моногидратные бокситы этого типа, имеющие бёмитовый, диаспоровый или бёмит-диаспоровый состав, отличаются высоким качеством, выгодны для транспортировки, а месторождения, имеющие

пластовую или пластообразную форму залежей, обладают крупными или весьма крупными (сотни млн. т) запасами.

Г. И. Бушинский (1971) относит всю формацию к одному «дальнекарстовому типу» без каких-либо подразделений внутри последнего и объединяет в одну подгруппу с мелкими карстовыми залежами терригенной красноцветной посткорровой формации, исходя из общности залегания тех и других на известняках и не учитывая их принадлежность к совершенно различным геологическим формациям и разным геотектоническим зонам.

Возможность наблюдать лишь конечные результаты процесса бокситонакопления — залежи бокситов обычно в различной мере денудированные, тектонически нарушенные или метаморфизованные, сложность геологической истории развития территории бокситоносных районов, отсутствие возможности установить конкретные источники глиноземного материала для крупных месторождений бокситов высокого качества (СУБР, Венгрия, Югославия и др.), а также путей его переноса к месту захоронения и влияние роли процессов диагенеза и эпигенеза первичного осадка — является объективной основой для различных, исключающих друг друга гипотез этих крайне важных в практическом отношении (особенно для СССР) месторождений.

Несмотря на то что большинство геологов разделяют мнение о привносе материала осадочных бокситов с суши в результате размыва на ней мощных латеритных покровов, тем не менее эти связи являются в значительной части гипотетическими.

Неясность многих вопросов генезиса, естественно, отражается на надежности определения благоприятных предпосылок формирования рудной формации и научной

разработки критериев выявления перспективных для поисков площадей, а также оценки промышленных перспектив выявленных объектов с точки зрения их положения внутри рудной формации, по отношению к зонам ее ближнего и дальнего выклинивания и максимума рудонакопления. Результатом этого является крайне низкая эффективность поисковых работ и региональных геологических прогнозов.

Чисто эмпирическими признаками формации является приуроченность бокситонакопления к строго определенным (для данной провинции) стратиграфическим перерывам; некоторые из них характеризуются максимальной промышленной продуктивностью. Отмечаются также некоторые различия в характере литологических особенностей известняков кровли и почвы; достаточно характерно также отсутствие бокситоносности в образованиях эвгеосинклинальной зоны и формациях передовых прогибов.

Пространственная и временная связь бокситообразования в миогеосинклиналях и на срединных массивах с вулканическими излияниями, в эвгеосинклинальной зоне геосинклинальных прогибов остается недоказанной. Поэтому гипотезы вулканогенно-осадочного бокситонакопления в геосинклинальных зонах К. К. Зеленова и вулканогенно-осадочно-метасоматического А. К. Гладковского и др. (1972) остаются чисто умозрительными построениями, не имеющими какого-либо научно-практического значения для целей прогнозирования или конкретного направления поисковых работ. Значительно больший интерес представляют некоторые аспекты гипотезы А. С. Калугина о пеплолатеритном происхождении бокситов в геосинклинальных зонах, рассмотренные выше в субформации океанических островов.

Терригенная красноцветная континентально-осадочная бокситовая рудная субформация

Субформация эта распространена весьма широко. Ее представители известны на молодых и древних платформах и имеют в СССР возраст от визе (Тихвинский и Северо-Онежский районы) до палеоцена включительно (Амангельдинский район в КазССР). В каждом рудном районе характерно наличие лишь одной рудной формации, хотя для молодых провинций возраст бокситонакопления внутри единой формации может варьировать до нескольких ярусов. В пределах рудной провинции обычно наблюдается несколько фациальных типов бокситонакопления, сменяющих друг друга по площади, реже по вертикали. Для конкретных рудных районов или крупных рудных полей характерно наличие только одного морфогенетического типа залежей бокситов, но иногда возможно одновременное присутствие залежей бокситов различных морфогенетических типов.

Формационные связи между месторождениями (залежами) различных морфогенетических типов устанавливаются достаточно ясно и в рамках провинции (формации), и в случае внутренне-разнородных в морфогенетическом плане рудных районов.

Для формации характерна яркая кирпично-красная, реже краснобурая или лиловая окраска слагающих ее образований, указывающая на формирование их в условиях резко окислительной среды, тонкая дисперсность глин и отсутствие песчано-кварцевого материала. Наличие среди красноцветных осадков незаконномерно расположенных линз углистых глин типично только для фации карстовых водоемов (глубоких воронок). Однако в большинстве месторождений со слабо проявленным пострудным размывом залежей

бокситов (Тургайский прогиб) красноцветные бокситоносные осадки сменяются вверх по разрезу углистыми глинами озерно-болотной фации, принадлежащих к той же геологической формации, но относящихся уже к смежной минерагенической формации огнеупорных глин. В других районах часто наблюдается смена бокситоносных делювиально-пролювиальных фаций аллювиальными или аллювиально-озерными кварцевыми песками с обугленным растительным детритом.

Красноцветная посткорровая терригенная бокситовая рудная формация предшествует во времени появлению в разрезе платформенного чехла начальных этапов формирования угленосных формаций, располагаясь в зоне ближнего выклинивания последних по отношению к внутриплатформенным поднятиям (областям сноса). Угленосные, иногда огнеупорные глины, залегающие в кровле красноцветного бокситового горизонта, и кварцевые пески, фациально замещающие бокситовые породы в центральных частях депрессий, являются связующим звеном между бокситорудной и угленосной формациями. На площадях развития красноцветной терригенной субформации, более поздние по времени и более дальние по фациальному размещению угленосные формации внутриплатформенного облика имеют зачаточный характер, соответствуют их внешней краевой зоне и не обладают промышленной угленосностью. Концентрация углистого растительного материала в них обычно едва достигает степени слабо углистого аргиллита или углистого песчаника с чисто кварцевым составом песчаной фракции и существенно каолинитовым цементом.

В Тургайском прогибе с бокситами мелового возраста эти проявления зачаточного угленакопления имеют крайне локальный характер — мел-

кие, но мощные линзы лигнитов или углистых глин.

По характеру накопления внутри красноцветной бокситовой субформации выделяются фациальные зоны: 1) делювиальных и делювиально-пролювиальных, 2) озерно-болотных, 3) аллювиально-пролювиальных красноцветных бокситовых пород и бокситов, 4) сероцветных (до углистых) бокситовых глин и бокситов, 5) уже безрудных, не содержащих минералов свободного глинозема, аллювиально-озерных фаций, представленных преимущественно кварцевыми песками. Пространственная и генетическая связь этих фациальных зон субформации наблюдается достаточно четко в месторождениях Тихвинского района (визе) на Русской платформе (рис. 43), в Мугоджарском районе КазССР (альб), а за рубежом в месторождениях Арканзаса и в Гвиане.

Во всех перечисленных выше фациальных зонах рассматриваемой субформации бокситы слагают только один рудный горизонт, залегающий непосредственно на волнисто-неровной поверхности коры выветривания нижележащих алюмосиликатных пород основания, которая может в наиболее близкой к источнику сноса зоне иметь базальный характер (месторождение Актогай в КазССР), а с удалением от последнего становится внутрирусской (месторождения Тихвинского и Северо-Онежского рудных районов).

Бокситы и бокситовые породы в зоне делювиальных и делювиально-пролювиальных фаций имеют обычно конгломератовые или брекчиевые структуры, иногда с обломками слабо выветрелых пород различного состава. Бокситы, накопившиеся в нижней части наклонных делювиально-пролювиальных равнин и озерно-болотных депрессиях, обычно бобовые или бобово-обломочные до однородных землистых (Тихвинский

район). Осадки аллювиальных фаций могут быть представлены от бокситовых конгломератов с небокситовым (кремнистым) цементом — Смелянское месторождение на Украине (мел) до землистых безбокситовых разностей — Плесовское месторождение в Тихвинском районе (визе).

Особое место занимают месторождения субформации, залегающие в карстовых депрессиях. Последние могут быть представлены: 1) группами глубоких конических воронок, глубина которых может существенно превышать их поперечные размеры; 2) карстовыми суходолами, или «рвами», вытянутыми по длинной оси вдоль стратиграфических или тектонических контактов силикатных и карбонатных пород складчатого фундамента или вдоль зон разлома в карбонатных породах; 3) различными по площади плоскими котловинами типа поля в известняках (рис. 44). Эти месторождения характеризуются неоднородностью литологического и химического состава бокситовой толщи по вертикали, весьма большой мощностью формации в центре воронок или в локальных углублениях днища депрессий. Главная особенность этого типа субформации является наличие нескольких ярусов линз бокситов, расположенных друг над другом. В кровле субформации также часто наблюдаются пачки углистых глин, свидетельствующие об общем заболачивании карстовых водоемов к концу отложения собственно бокситовых пород.

В обширных водоемах типа поля наблюдается смена фаций с удалением от береговой линии, отсутствующая в карстовых воронках, где смена литологических разностей бокситовых пород наблюдается только по вертикали. Доказательство последней сингенетичной бокситонакопленню «подкарстовкой» днища во-

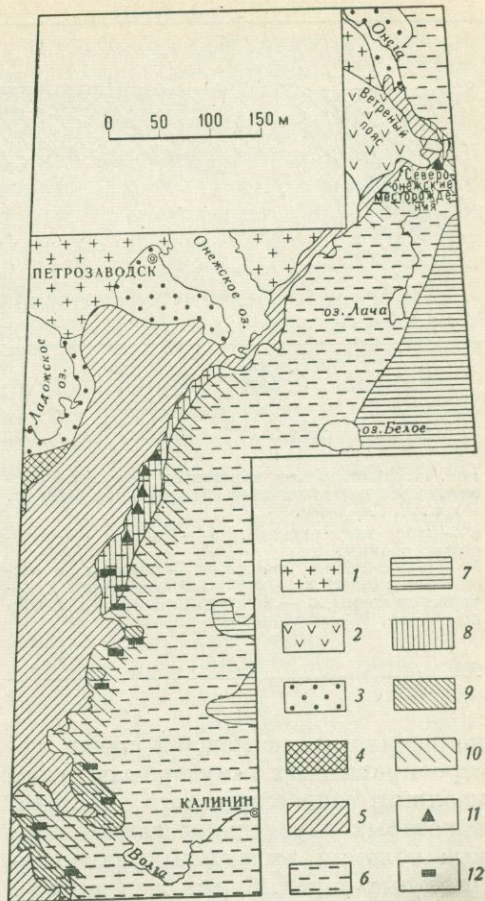


Рис. 43. Схема размещения пестроцветных бокситовых и угленосных отложений на северо-западной окраине Московской синеклизы. По П. В. Орловой и Н. Т. Калмыкову.

1 — архейские кристаллические породы фундамента; 2 — протерозойские основные породы Ветрового пояса; 3 — верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения; 4 — ордовикские и силурийские отложения; 5 — девонские отложения; 6 — отложения карбона; 7 — пермские отложения; 8 — пестроцветные и бокситовые фации нижнего карбона; 9 — площади с промышленным угленосием в нижнем карбоне; 10 — площади с предполагаемой угленосностью нижнего карбона; 11 — бокситовые месторождения; 12 — огнеупорные породы

ронки в большинстве случаев мало убедительно, так же как и гипотеза о периодической бокситизации разновозрастных карстовых заполнений.

Выполнение карстовых воронок и линейно-вытянутых суходолов обыч-

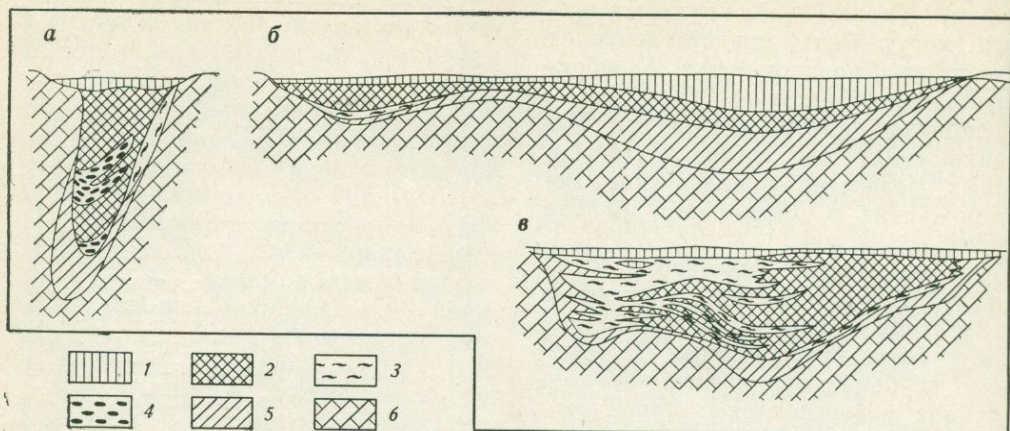


рис. 44. Выполнение карстовых депрессий бокситоносными отложениями (Центральная Сибирь). По С. Л. Спирину.

а — карстовые воронки, б — поля, в — карстовые долины.

1 — покрывающие породы; 2 — бокситы и бокситовые глины; 3 — каолиновые глины; 4 — углистые глины; 5 — подрудные породы обломочного типа; 6 — карбонатные породы

но начинается с мощной пачки пестроокрашенных «мусорных» глин каолинит-гидрослюдистого состава, в которых перемешаны глиноподобные обломки выветрелых алюмосиликатных пород, бурых железняков, иногда железистых бобовых бокситов, сцементированные более тонким глинистым материалом, выше расположена пачка слоистых пестроцветных глин, а затем собственно линзы бобовых бокситовых глин, глиноподобных, рыхлых и каменистых бокситов. Последние чаще всего имеют пизолитовое строение.

Сероцветная посткоровая бокситовая рудная субформация

С геохимической точки зрения эта рудная субформация является фациально смежной с описанной ранее красноцветной бокситовой субформацией и развивается аналогично последней, но в условиях значи-

тельной тектонической активности участков платформ, являющихся областью осадочного бокситонакопления. Она располагается обычно на большем удалении от поднятий с размываемыми латеритными корами выветривания, в условиях более влажной климатической обстановки, более быстрого опускания области седиментации и последующего наступления постбокситовой морской трансгрессии эпиконтинентального моря на низменную сушу. Временная и пространственная связь ее со смежной угленосной формацией является более тесной, а интенсивность накопления в последней углистого растительного вещества более значительной.

Внутри субформации выделяются два характерных фациальных типа: а) «ближний» (Южно-Тиманский), б) «дальний» (Северо-Китайский).

Первый из них характеризуется преобладанием сероцветных континентальных осадков с рассеянной формой накопления углистого вещества, присутствием в разрезе последних пестроцветных (преимущественно лиловых тонов) прослоев или пачек и пластообразной формой залежей бокситов.

Второй тип отличается однородной серой окраской пород, возможным появлением в их разрезе угольных

пластов рабочей мощности и пластовой формой залежей бокситов. Бокситы в обоих случаях маложелезисты, небольшой, но выдержанной мощности, с высоким содержанием глинозема, представленного бёмитом, диаспором (в метаморфизованных разностях) и каолинитом (рис. 45).

Бокситы месторождений «ближнего» фациального типа характеризуются относительно более высоким содержанием железа, значительная часть которого присутствует в виде высокосернистого пирита. Бокситы обоих фациальных типов сероцветной рудной субформации обычно серые до темно-серых и черные в «дальнем» фациальном типе, афанитовые, пелитоморфные, часто аргиллитовидные.

Месторождения «ближнего» фациального типа

Месторождения этого типа образуют плоские пластообразные залежи с неровными очертаниями в плане. Обычно они характеризуются весьма низким кремневым модулем (2—3) и сопровождаются в кровле и почве пачками аллитов или каолинитовых глин, являющимися составными частями рудной бокситовой формации. В основании субформации обычно залегает более мощная пачка добокситовых существенно глинистых пород, в почве которой часто (в локальных углублениях ложа геологической формации) присутствует переменной мощности горизонт базальных глиноподобных брекчий; в этом можно видеть некоторое сходство с карстовыми фациями красной терригенной бокситовой формации. Основанием бокситоносной формации является внутриярусная кора выветривания карбонатно-глинистых или глинисто-карбонат-

ных пород (в Южно-Тиманском бокситорудном районе).

Плоские денудационные депрессии, вмещающие залежи бокситов, располагаются на пологих склонах добокситовых глыбовых поднятий (возможно унаследованных) и соответствуют, по-видимому, предрудным зонам относительных прогибаний небольших амплитуд. Плоские низины с рудовмещающими депрессиями — области аккумуляции преимущественно глинистых сероцветных осадков — прорезаются крупными речными долинами, выполненными песчаным аллювием. Более удаленные от области сноса и глубоко прогнутые области с синхронной бокситоносному горизонту седиментацией пока еще не изучены. Поэтому переход в фации «дальнего» типа в более интенсивно прогибавшихся зонах активизированных участков платформы пока объективно не доказан и может быть обоснован лишь косвенными геологическими факторами, исходя из формационных особенностей разрезов месторождений обоих типов.

Во взаимоотношениях обоих типов субформации остается неясным также относительное значение таких факторов, как расстояние от источника сноса глинозема, интенсивность прогибания ложа области седиментации (степень активизации) и интенсивность угленакопления (формирование угольных пластов промышленного качества и мощности). Однако тесная взаимосвязь обоих типов бокситонакопления в рамках единой рудной субформации остается бесспорной.

Месторождения «дальнего» фациального типа

Месторождения дальнего фациального типа по условиям залегания внешне весьма сходны с месторожде-

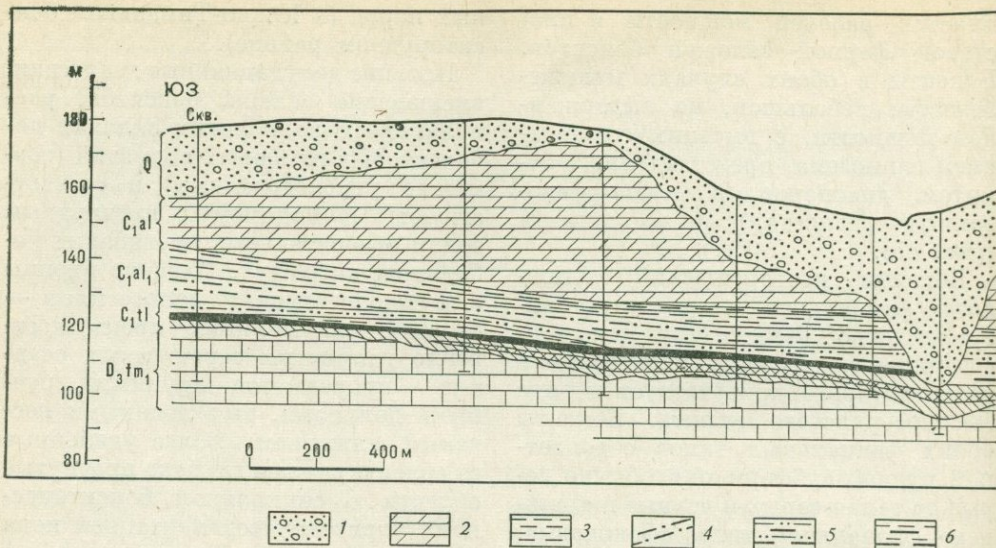


Рис. 45. Геологический разрез Северной залежи Пузлинского месторождения (по данным Южно-Тиманской ГРП, 1970 г.).

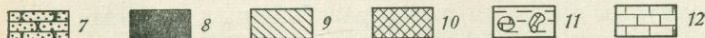
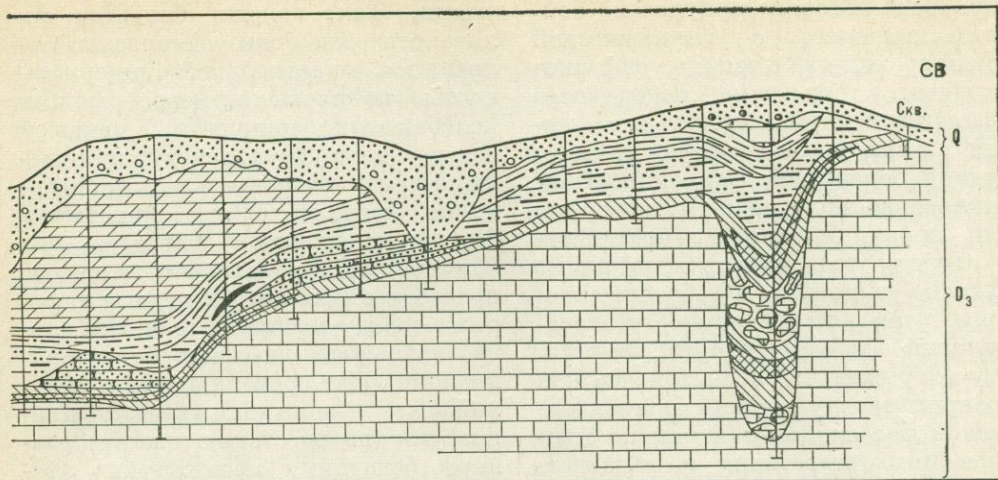
1 — суглинки, супеси, пески с примесью гравийно-галечникового материала (Q); 2 — доломиты каверновые с прослоями доломитизированных известняков; 3 — глины алевритистые пестроцветные; 4 — алевриты глинистые пестроцветные; 5 — алевриты темно-серые, углистые; 6 — глины темно-серые алевритистые, углистые; 7 — песчаники темно-серые, кварцевые, углистые, бокситоносная пачка (включая углистую пачку); 8 — темно-серые и черные углистые аргиллиты сиаллитового состава; 9 — глины, сиаллиты и аллиты светло-серые, каменистые, бобовой или оолитовой текстуры; 10 — бокситы светло-серые, каменистые, пиритизированные; 11 — делювиальный слой; 12 — известняки светло-серые, плотного сложения

ниями «ближнего» типа, однако имеют и существенные отличия. Бокситоносная пачка залегает внутри мощной угленосной толщи, содержащей пласты углей промышленной мощности и качества, а также пачки светло-серых кварцевых песчаников. В нижней части угленосной толщи залегают пачки известняков или доломитов. Пестроцветные терригенные породы присутствуют в основании разреза и в его верхней «надрудной» части.

Собственно рудная пачка начи-

нается мощной пачкой слабо сцементированных кварцевых песчаников и завершается угольным пластом рабочей мощности и качества. Угольные пласты встречаются и в подрудной части угленосной формации мощностью 100—200 м, залегающей с глубоким размывом, но без заметного углового несогласия на карбонатных породах основания после длительного перерыва продолжительностью в несколько систем (в КНДР от ордовика до среднего карбона). Бокситы диаспоровые, черные, углистые с переменным содержанием окислов железа. Иногда в основании бокситовой пачки наблюдаются пласты шамозитовых железных руд.

Бокситам повсеместно сопутствуют пласты флюитклевей каолинит-галлуазитового состава, имеющие колломорфную структуру. В большинстве случаев наблюдается один бокситоносный уровень в основании или в нижней части трансгрессивной угленосной геологической формации, но в некоторых наложенных мульдах (Северо-Восточный Китай) установлено два или более бокситоносных уровня. Во многих случаях



в кровле бокситового горизонта расположен маркирующий горизонт фиолетового сланца. Иногда в кровле бокситоносного горизонта присутствует пачка черных фузулиновых известняков. Железо связано в основном с хлоритом; присутствует небольшое количество щелочей.

Основной особенностью бокситов этого типа является весьма высокое (до 80%) содержание глинозема при одновременно повышенном (до 40%) содержании SiO_2 . Бокситы образуют внутри горизонта плоские линзы, а совместно с флюитклеями выдержанные пласты. На территории СССР месторождения бокситов этого типа пока неизвестны. Они широко распространены в восточной части Китая, наиболее типичны проявления в Северо-Восточном Китае и КНДР, где они приурочены к угленосной толще пермо-карбона (света садон).

Основными особенностями бокситоносной формации в этих районах являются: 1) залегание бокситоносной углистой формации на древних карбонатных породах основания; 2) наличие вблизи выступов

фундамента, сложенных алюмосиликатными породами; 3) длительный перерыв континентального развития (несколько периодов) между завершением консолидации основания и периодом новой активизации платформы; 4) трансгрессивный характер угленосной формации паралического (?) типа с неустойчивым режимом осадконакопления и сменной морских и континентальных условий последнего; 5) приуроченность бокситов и сопровождающих их флюитклеев к основанию нижних угольных пластов и зоне «ближнего» выклинивания промышленной угленосности.

Формация перерывов внутри рифогенно-карбонатных толщ

Формация эта весьма однородна по геологической обстановке залегания бокситов. Последние во всех случаях залегают на неровной поверхности закарстованных морских известняков без признаков углового несогласия. Перерыв в осадконакоплении морских карбонатных осадков, к по-

верхности которого приурочено бокситонакопление, с геологической точки зрения является внутрiformационным, хотя сама поверхность известняков почвы представляет собой четкую геологическую границу рудной бокситовой формации. Проникновение по трещинам, кавернам или порам бокситового материала в глубину тела известняков почвы рудной формации с образованием зоны так называемых «боксит-брекчий» не меняет сути вопроса. Эту зону следует рассматривать как границу между рудной и геологической формацией, так как по природе она гетерогенна и разновозрастна в отношении различных составляющих. Закарстованную и пронизанную бокситовым веществом верхнюю зону известняков почвы можно рассматривать как своеобразную форму коры выветривания известняков, в которой известняк между пустотами играет роль «остаточного продукта», а пустоты растворения любой формы, заполненные бокситовым материалом, соответствуют зоне его «инфильтрации» в твердой фазе, т. е. иллювиальной форме миграции вещества. Эту зону в равной мере можно считать и базальным горизонтом рудной формации, и пограничной частью безрудной геологической субформации — почвы. Граница известняков почвы рудной пачки часто покрыта тонкой коркой выветрелого известняка, являющейся по составу либо глинистой оторочкой, либо коркой, обогащенной окислами железа и марганца, иногда с резким преобладанием последнего.

Месторождения формации перерывов в карбонатных толщах имеют некоторые морфологические черты сходства с карстовыми фациями польевого морфологического типа, терригенной красноцветной посткоровой бокситовой формации, однако характеризуются и многими отли-

чиями. Так, залежи бокситов их литологически более однородны, отличаются значительной выдержанностью по площади, менее резкими колебаниями мощности, меньшей пестротой структур, текстур и окраски, а также относительным постоянством качества. Зона максимума бокситонакопления представлена обычно пластообразными залежами простого строения, безрудные перерывы между которыми в плане значительно уже участков бокситонакопления (Венгрия). Однако с приближением к зоне «ближнего» выклинивания (по восстанию пласта) размеры безрудных промежутков увеличиваются и бокситы накапливаются уже в разобщенных сравнительно неглубоких и широких впадинах в закарстованной поверхности карбонатных пород почвы.

Первичность или вторичность направленного изменения глубины денудационного среза этого явления доказать трудно ввиду значительной продолжительности перерыва между карбонатными породами почвы и кровли рудной формации. В относительно более прогнутых участках области бокситонакопления возможно наличие двух разновозрастных бокситовых горизонтов, разделенных континентальными глинистыми или углисто-глинистыми озерно-болотными осадками. На различных участках площади бокситонакопления любой из членов рудной формации — нижний рудный горизонт, верхний или разделяющая их углисто-глинистая пачка — могут выклиниваться, создавая различные комбинации остающихся горизонтов формации, которые следует рассматривать только как фацциальные разновидности единой субформации.

Зона «боксит-брекчий» присутствует в определенных участках бассейна бокситонакопления, гипсометрически относительно поднятых. Наряду с широко распространен-

ными пизолитовыми разностями широко распространены афанитовые марки и обломочно-пизолитовые, бобовые и бобово-пизолитовые бокситы.

Характерно широкое развитие пострудной сбросовой тектоники и постбокситовых вулканов центрального типа с лавами андезит-базальтового состава. Источник глинозема для бокситов точно неизвестен, и обосновывается гипотетически на основании широких геологических экстраполяций.

Субформация миогеоантиклинальных поднятий

Эта субформация имеет весьма важное промышленное значение для СССР, а также для ряда стран европейского Средиземноморья. Месторождения бокситов этого типа характеризуются широким возрастным диапазоном: от венда (Боксон) в байкалидах южного обрамления Сибирской платформы до третичного — в альпийском поясе Югославии. Наиболее крупные из них связаны с герцинидами Урала, где они имеют девонский возраст. Более мелкие проявления отмечены в герцинидах Западной Сибири (Салаир, девон) и Средней Азии (граница нижнего и среднего карбона). Наиболее детально формация изучена на восточном склоне Северного Урала, где помимо основного субровского рудоносного горизонта известны и другие менее ценные в промышленном отношении бокситоносные перерывы: богословский, козьереченский, орловский (рис. 46).

В сводном стратиграфическом разрезе бокситоносных отложений восточного склона Северного Урала (окрестности городов Североуральск, Ивдель и Карпинск) выделяются следующие горизонты (номера соответствуют номерам горизонтов на рис. 46):

1. Песчаники полимиктовые, граувакковые, иногда известковистые, тонкопереслаивающиеся с глинистыми и кремнистыми сланцами с растительными остатками.

2. Маломощные покровы эффузивов, конгломераты, глыбобрекчии, лавобрекчии с глыбами известняков живетского и франского возраста.

3. Известняки светло-серые и серые, массивные, рифогенные с *Gypidula askynica*, *Hypothyridina* ex. gr. *cuboides*.

4. Сланцы глинистые, с прослоями темно-серых и зеленовато-серых известняков с *Hypothyridina* ex. dr *cuboides*.

5. Известняки серые и светло-серые, массивные, рифогенные, с *Enanthiosphen* sp., *Stringocephalus burtini*, *Chascothis* sp.

6. Известняки темно-серые, иногда черные, глинистые, слоистые с *Stringocephalus burtini*, *Enanthiosphen* sp., *Chascothis* sp.

7. Усть-кальинский бокситовый горизонт.

8. Известняки светло-серые, массивные, рифогенные, с *Conchidiella strelebnienensis*, *C. nalivkini*, *C. pseudobaschkirica*, *C. calvata*, *C. rassica*, *C. soswaensis*, *C. rectecostata*, *C. triangulicostata*, *Jvdelinisa moldawanzevi*, *Theodossia superba*.

9. Известняки темно-серые, битуминозные, слоистые, с *Conchidiella pseudobaschkirica*, фациально переходящие в песчаники, конгломераты и кремнистые сланцы.

10. Богословский бокситовый горизонт.

11. Известняки светло-серые, массивные, рифогенные, фациально переходящие в темно-серые слоистые известняки, кремнистые сланцы и песчаники с редкими экземплярами *Conchidiella calvata*, *C. rassica*, *C. soswaensis*, *C. pseudobaschkirica*, *Jvdelinia moldawanzevi*, *Theodossia superba*, *Carinatina arimaspa*.

Система		Д е в о н с к а я				С и л у р и й с к а я		Горизонт	Колонка	Мощность, м	№ горизонта
Отдел	Верхний		Средний		Нижний	Верхний					
Ярус	Фаменский		Живетский		Зифельский	Верхний					
Подъярус						Нижний					
Света	Эмленгская										
								Бекешевский		150-200	1
								Карантауский		200-300	2
								Шегультауский		0-200	3
								Кедровский		0-200	4
								Высотинский		200-400	5
								Усть-Кальинский		30-50	6
								Стрелебнинский		150-200	7
								Черемуховский		150	8
								Богословский		150	9
								Петровский		50-300	10
								Тотинский		50-300	11
								Козьереженский		100-300	12
								Побвинский		50-300	13
								Надрудный		50	14
								Субровский		50-300	15
										200-500	16
										0-1500	17
										200-400	18
										200-400	19
										200-300	20
										200-300	21
										1000-1500	22

12. Известняки темно-серые, плитчатые, кремнистые, с прослоями глинистых и кремнистых сланцев и песчаников с *Carinata arimaspa*, *Theodossia superba*, *Buchiola* sp., *Tentaculites* sp., *Stropheodonta* ex. dr. *uralensis*.

13. Козьереженский бокситовый горизонт.

14. Известняки светло-серые, массивные, рифогенные с *Jvdelinia intima*, *Conchidiella waberi*, *Theodossia superba*, *Karpinskya conjugula*, *Wilsonella princeps*, *Camarotoechia nympha*.

15. Известняки темно-серые, слоистые, с *Conchidiella vagranica*, *C. kedrowensis*.

16. Субровский бокситовый горизонт.

17. Известняки светло-серые с розовым оттенком, массивные, рифогенные, с *Karpinskya vagranica*, *Bilobites bilobus*, *Barrandella pseudolinquifera*, *Urcinulina berenica*, *Plektatrypa marginalis*.

18. Известняки светло-серые, массивные, рифогенные, по простиранию переходящие фациально в туфоконгломераты, туфопесчаники и различные эффузивы.

19. Туфоконгломераты, туфопесчаники, туфосланцы с покровами диабазовых порфиритов и подчиненными прослоями темно-серых битуминозных и светло-серых с розовым оттенком известняков, с *Lissatrypa olga*, *L. vagranica*, *Plektatrypa marginalis*.

20. Известняки темно-серые, битуминозные, с прослоями глинистых сланцев, песчаников и конгломератов; в основании всегда конгломераты или песчаники и сланцы; в известняках всегда присутствуют *Conchidium vogulicum*.

21. Известняки светло-серые и красные, массивные, рифогенные

Рис. 46. Сводный стратиграфический разрез окрестностей городов Североуральска, Ивделя и Карпинска

с фауной *Conchidium soschkini*, *Brooksina striata*.

22. Порфириды андезито-базальтового состава, гиалопилиты, миндалекаменные гиалопилитовые лавы с прослоями туфов и линзами известняков.

В различных районах восточного склона Северного Урала в разрезе рифогенно-карбонатной бокситоносной геологической формации присутствует разное число бокситоносных перерывов (горизонтов). Некоторые геологи (Л. Н. Князева) устанавливают 12 перерывов, однако эти горизонты признаются не всеми.

Основные особенности субформации наиболее четко и резко проявляются в месторождениях субровского горизонта, уже давно разрабатываемых открытым и подземным способами. Основную массу промышленных запасов здесь составляют красные бокситы бёмит-диаспорового состава, образующие крупные пластообразные залежи, залегающие на неровной закарстованной поверхности рифогенных известняков петропавловской свиты, имеющей абразионный характер (рис. 47).

Среди бокситов присутствуют несколько литологических разновидностей (конгломератовидные, марки, яшмовидные, полосчатые «тигровые», колчеданистые и др.), из которых основными являются марки и яшмовидные.

Нижняя часть залежи сложена красными бокситами, отлагавшимися в условиях окислительной среды, верхняя часть залежи представлена серыми (зеленоватыми) бокситами, формировавшимися в условиях восстановительной обстановки. Яшмовидные бокситы бёмитовые, марки — диаспоровые. Залегающая в основании карстовая «боксит-брекчия» имеет локальное распространение так же, как и бокситовый конгломерат.

Рудная субформация отлагалась

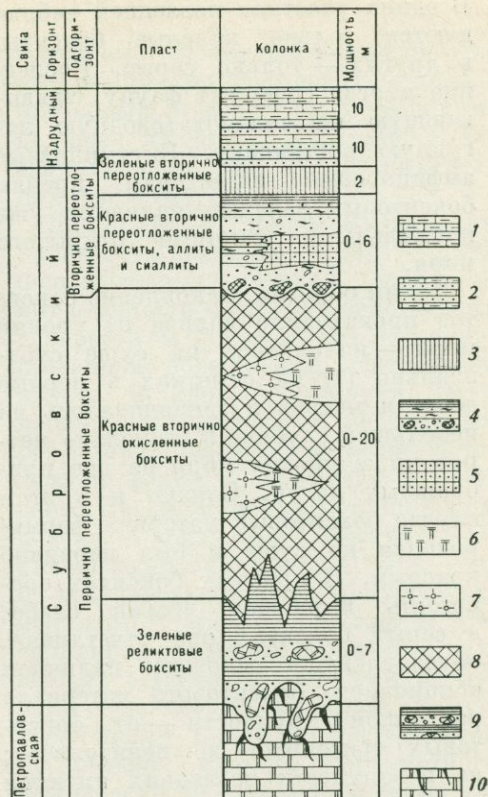


Рис. 47. Сводный стратиграфический разрез субровского бокситоносного горизонта.

1 — известняки темно-серые, битуминозные, амфиоровые; 2 — сланцы глинистые, битуминозные с галечками боксита; 3 — бокситы зеленые и серые, «пестроцветные», морские; 4 — бокситы, аллиты и сиаллиты красные, вторично переотложенные, континентальные; 5 — бокситы красные и стально-серые, отшлифованные с большим количеством обломков титаномагнетита (континентальные); 6 — бокситы красные, яшмовидные, вторично окисленные (континентальные); 7 — бокситы красные, каменистые, немарки, вторично окисленные (континентальные); 8 — бокситы красные, марки, вторично окисленные (континентальные); 9 — бокситы зеленые и серые реликтовые, тонкослоистые, глинистые и брекчиевидные (континентальные); 10 — известняки петропавловской свиты с прожилками бокситов

в условиях смены окислительной обстановки континентальных условий на восстановительную солоноватоводную в момент начала морской трансгрессии, затопившей в момент образования верхних серых бокситов площадь бокситонакопления.

В одних участках последней наблюдаются только красные бокситы, в других — только серые. Последние иногда содержат фауну, указывающую на солоноватоводную лагунную обстановку. Битуминозные амфипоровые известняки кровли бокситовых залежей являются уже нормальными фациями открытого моря.

Таким образом, накопление бокситов происходило вблизи от уровня моря — начиналось на суше субэврално (?) на отметках в первые десятки метров и заканчивалось на небольшой глубине в несколько метров ниже уровня моря на дне прибрежных лагун. Однако и в этом случае бокситовый материал формировался на суше и был первично красным. В красных бокситах слоистость выражена весьма слабо, в серых бокситах она отчетливая, обусловлена в основном наличием обломочного бокситового материала различной крупности — от бокситовых гравелитов до пелитолитов; на поверхности последних имеются трещины усыхания.

Сортировка обломочного материала в целом плохая. Серые бокситы содержат больше кремнезема, серы, карбонатов, чем красные, а также органическое вещество. Площадь их распространения шире красных, а иногда на выступах известняков почвы они слагают залежь целиком. В кровле серые бокситы могут постепенно через тонкую зону взаимопереслаивания переходить в битуминозные известняки.

Существует мнение, что в сторону моря бокситы фашиально замещаются известняками (Бушинский, 1971). Однако обнаружение по данным глубокого бурения бокситов на глубинах до 2000 м заставляет сомневаться в этом; очевидно, характер зоны «дальнего» выклинивания бокситовых фаций данной субформации изучен еще явно недостаточно. Зона

«ближнего» выклинивания (при условии привноса бокситового вещества с запада) полностью денудирована. Поэтому положение ее может быть восстановлено лишь весьма гипотетично и только на основании косвенных соображений.

По мнению Г. И. Бушинского (1971), первичными бокситами являются неяснослоистые красные немаркированные бокситы диаспор-бёмитового состава, из которых в результате перекристаллизации образовались яшмовидные бёмитовые и маркированные диаспоровые руды, а в результате восстановления окиси железа органическим веществом — серые до пиритистых (боксит-колчедан) разновидности. Плохая сортировка материала объясняется им приносом бокситового материала с суши временными потоками и отложением слоистых разновидностей во временных или постоянных водоемах.

Общая мощность рифогенно-карбонатной бокситоносной геологической формации (включая известняки почвы) 1500—2500 м, а мощность ее отдельных частей (субформаций) между отдельными перерывами измеряется сотнями метров. В разрезе формации резко преобладают массивные рифогенные известняки (петропавловская свита, лобвенский, стрелебнинский и высотинский горизонты вагранской и черемуховской свит), меньшую мощность имеют битуминозные известняки надсубровского и черемуховского горизонтов. Песчанистые, кремнистые и мергелистые известковистые породы связаны с тотинским горизонтом, который рассматривается некоторыми геологами как фашия межрифтовых депрессий.

В целом литологическая колонка геологической формации указывает на формирование последней в условиях плавного опускания ниже уровня моря с кратковременными его остановками и небольшими подня-

тиями рифов выше уровня моря в периоды бокситоносных перерывов.

Обычно считается, что более или менее синхронные бокситонакопления латеритные коры выветривания находились западнее пояса максимального бокситонакопления, ближе к осевой части Уральского хребта, и бокситовый материал поступал с запада. Однако существуют представления и о наличии восточного крыла рудоконтролирующей депрессии и, следовательно, восточной области питания ее бокситовым материалом. Объективные доказательства второй точки зрения также отсутствуют. Во всяком случае, с учетом данных глубоких структурных скважин и углов падения на восток рудоконтролирующей поверхности ширина зоны промышленного бокситонакопления составляет не менее 5 км при протяженности ее по простиранию на многие десятки километров.

Во всех поддихлах геологической бокситоносной формации положение бокситоносных горизонтов характеризуется повторяемостью одного и того же литологического ритма. Традиционные представления о необходимости рифогенной природы закарстованных известняков почвы вероятно не совсем правильны. Карстоваться могут, по-видимому, любые карбонатные породы, поднятые выше уровня моря. Однако рифогенные известняки должны в прочих равных условиях карстоваться значительно быстрее из-за их высокой чистоты, первичной пористости и неровностей поверхности, образующихся в результате неодинаковой скорости роста рифа.

По данным М. А. Беэра и М. В. Воинова (1973), бокситы альпийской геосинклинальной системы Средиземноморья приурочены к трем тектоническим элементам геосинклинального пояса: 1) срединным (Паннонскому) и краевым (Чешскому и Апулийскому)

массивам; 2) внутригеосинклинальным поднятиям (миогеоантиклинальные зоны); 3) областям эвгеосинклинальных прогибов, испытавших частичную инверсию на средних этапах развития.

Для срединных и краевых массивов характерно наличие одного — двух бокситоносных уровней (баррем — апт и сеноман — турон), залегающих с перерывом (до системы) на закарстованной поверхности известняков почвы. В кровле формации часто наблюдается согласный переход через озерно-болотные и солоноватоводные фации к нормальным морским. Предполагаемый источник глинозема — локальные выступы (?) алюмосиликатных пород. Для эв- и миогеоантиклиналей (внутренних поднятий) характерно наличие нескольких бокситовых горизонтов, связанных с кратковременными периодами воздымания на фоне общего погружения. Бокситы располагаются в пределах единого карбонатного комплекса на закарстованной поверхности рифогенных известняков почвы и перекрываются глинистыми известняками кровли. Длительность перерывов — век или его часть ($n \cdot 10^6$ лет).

В частично замкнувшихся эвгеосинклинальных прогибах бокситы залегают в нижней части послескладчатых трансгрессивных серий, представленных карбонатными, реже терригенными отложениями. В основании последних наблюдаются значительные стратиграфические перерывы (несколько ярусов, отдел), угловые несогласия, глубокий карст, иногда базальные конгломераты. Внутри трансгрессивного карбонатного комплекса могут присутствовать один-два бокситовых горизонта, связанных с кратковременными воздыманиями, вызванными отголосками основной фазы складчатости. Бокситы их железистые, низкого качества.

Наиболее ранние проявления бокситов в Средиземноморье (РТ), развитые на реликтах эпибайкальской платформы, сильно метаморфизованы (диаспориты, наждаки). Они железистые, низкого качества.

Поперечное строение геосинклинального пояса в его различных частях (по простиранию) неодинаково и характеризуется различным соотношением слагающих пояс геосинклинальных зон и разными типами размещения бокситоносных формаций во времени и пространстве.

На крайнем Западно-Пиренейском участке Альпийской геосинклинали, сжатом между Центральным Французским массивом и Испанской Месетой, где эвгеосинклинальные прогибы отсутствуют, — месторождения бокситов имеют единый меловой возраст и располагаются как на платформенных массивах. На Месете они нижнемеловые, гиббсит-бёмитовые или диаспор-бёмитовые, на Центральном Французском массиве — верхнемеловые, бёмитовые; в южной и северной миогеосинклинальных зонах Пиренеев, разделенных миогеоантиклинальным поднятием, они также нижнемеловые диаспор-бёмитовые с углистыми глинами в кровле.

В наиболее широкой части геосинклинали бокситонакопление происходило в различных тектонических условиях и на разных стратиграфических уровнях. На внешнем северном форланде имеется один горизонт ($C_{r1}-C_{r2}$) бёмитовых бокситов, залегающих на протерозойских амфиболитах. На эвгеоантиклинальных поднятиях Татро-Весприд (Мойтин) бокситы того же возраста залегают на известняках среднего триаса и перекрыты с размывом песками и галечниками палеогена. На Паннонском срединном массиве бокситы имеют возраст C_{r1} , C_{r2} и P_{g1} . На окраинах массива (Надьхоршань, Орада) их возраст $J_3tit-C_{r,ncm}$, а состав преимущественно диаспоро-

вый. В эвгеосинклинальном прогибе, окаймляющем Паннонский массив с юга, месторождения бокситов Восточной Боснии имеют также меловой возраст.

В расположенных юго-западнее трех параллельных зонах — Дурмиторской, Высокого карста и Далматинской, относимых М. А. Безром к миогеоантиклинальному поднятию, бокситы приурочены (в каждой из зон) к нескольким стратиграфическим уровням: средний — верхний триас, верхняя юра, нижний мел и палеоген. Бокситы верхнего мела в Дурмиторской и Далматинской зонах и палеогеновые в зонах Высокого карста и Далматинской перекрываются углистыми глинами или терригенными породами с маломощной пачкой карбонатных пород в основании. Меловые бокситы — бёмитовые, палеогеновые — гиббсит-бёмитовые.

В собственно миогеосинклинальном прогибе (Ионическая зона), отделяющем бокситоносные зоны миогеоантиклинального поднятия от южного форланда геосинклинали (Апулийское поднятие) и выполненном глинистыми известняками, месторождения бокситов отсутствуют. На собственно Апулийском поднятии имеется лишь один верхнемеловой горизонт бёмитовых бокситов, в почве и кровле которого залегают мощные существенно рифогенные карбонатные толщи.

Для этого участка геосинклинали характерно, что основные уровни бокситонакопления (меловые) являются сквозными для всех зон геосинклинального пояса, включая и ограничивающие ее массивы (Чешский, Апулийский, Месета и Центральный Французский). Более древние уровни в равной мере характерны для миогеоантиклинальных и эвгеоантиклинальных поднятий, а более молодые только для миогеоантиклинальных поднятий.

В районах Эллинид и Западной Анатолии, которые характеризуются сложным чередованием «осколков» эпибайкальской платформы и срединных массивов, разделенных эвгеосинклинальными прогибами с офиолитами и цветным меланжем, а также примыканием эвгеоантиклинальных поднятий непосредственно к платформенным глыбам или срединным массивам, основная масса месторождений бокситов размещается в эвгеосинклинальной зоне. При этом более древние триас-пермские месторождения тяготеют к срединным массивам, более молодые — юрские, меловые и палеогеновые — к эвгеоантиклинальным поднятиям и эвгеосинклинальным прогибам и только в зоне Гаврово — к миогеоантиклинальным поднятиям Ковпакрос, Пилос и Триполис. Эвгеоантиклинальные поднятия с бокситами отделены от срединных массивов эвгеосинклинальными прогибами с офиолитами и цветным меланжем. Миогеосинклинальные прогибы в азиатской части геосинклинали, по М. А. Беэру, отсутствуют.

Наиболее благоприятная для бокситонакопления зона миогеоантиклинальных поднятий (Дурмиторская, Высокого карста и Далматинская) площадью около 700×150 км замыкается, упираясь на северо-западе в западный фланг Паннонского срединного массива, а на юго-востоке — в эвгеосинклинальный прогиб Субпелагонийской зоны.

Источником бокситового материала для всех стратиграфических уровней бокситонакопления считаются латеритные коры выветривания, формировавшиеся на выступах («островах») при том или ином проявлении фаз складчатости в данной или соседней зоне геосинклинального пояса. Останцы таких кор известны лишь в районе Рыхнова в Чешском массиве, где бёмит-гиббситовые бокситы залегают на неровной поверхности

кристаллических пород. В Вардарской зоне предкимериджские бокситы располагаются среди эффузивных образований или в доломитах. В наиболее древнем из верхнемеловых бокситовых горизонтов Субпелагонийской зоны (Элевсис-Мармара и др.) в подошве залежей бокситов наблюдаются песчаники с обломками серпентинитов: глины и бокситы характеризуются повышенным содержанием никеля, кобальта и хрома; в тех же горизонтах имеются осадочные природно легированные никелево-железные и железо-алюминиевые руды.

В соседней Парнасской зоне в бокситах постоянно присутствуют никель, кобальт, хром, а в известняках почвы фемические минералы. Однако в большинстве случаев источник глиноземного материала является гипотетическим, особенно для бокситовых горизонтов, залегающих внутри карбонатных толщ. Некоторые месторождения собственно альпийского геосинклинального пояса имеют формационное сходство с месторождениями срединных массивов и даже молодых платформ. Так, верхнемеловые бокситы северных Известковых Альп залегают в основании сенонских грубообломочных и угленосных отложений, на триасовых известняках и доломитах.

В наиболее насыщенной месторождениями бокситов югославской части карбонатной формации динарид известно 10 бокситоносных перерывов, приуроченных к отложениям триаса, юры, нижнего мела, границе верхнего мела и палеогена, среднего эоцена и среднего олигоцена. В большинстве рудных районов наблюдается один рудный горизонт, но в некоторых — два или три уровня бокситонакопления. В Старой Черногории континентальный перерыв с бокситами был наиболее продолжительным с нижней юры до верхов нижнего мела.

Качество бокситов различных горизонтов неодинаково: триасовые бокситы Черногории железистые и кремнистые; повсеместно распространенные красные юрские бокситы отличаются высоким качеством; нижнемеловые бокситы перемешаны с глиной; белые бокситы среднего мела и палеогена более худшего качества, однако в Далмации более древний бокситовый горизонт хуже по качеству более молодого (Grubić, 1970).

Для территории Югославии, хорошо обнаженной и геологически изученной, установлено, что уровни бокситоносности не имеют повсеместного распространения и образуют рудные провинции ограниченной протяженности (от десятков до первых сотен километров), соизмеримой с размерами рудных полей и районов палеозойских уровней бокситонакопления в байкалидах южного обрамления Сибирской платформы (Боксон) и герцинид Урала и Салаира, в пределах которых залежи бокситов также занимают лишь часть поверхности рудоконтролирующего перерыва.

Помимо весьма крупных по площади пластообразных залежей СУБР и пластовых залежей ЮУБР и Салаира, к данной рудной субформации относятся и месторождения с «оспенным» расположением на поверхности рудоконтролирующего перерыва мелких разобщенных линзовидных залежей (район Орадя в Румынии) или изолированных карстовых углублений, выполненных бокситами (рудопроявления бассейна р. Кары на Полярном Урале, бокситопроявления Средней Азии). Пространственное положение этих залежей по отношению к зоне максимального развития рудной субформации остается во всех случаях неясным, а объяснение разобщенности залежей значительной пострудной денудацией не доказано фактическим геологическим материалом (рис. 48).

Особенности строения рудовмещающей геологической формации не дают однозначных ответов на вопрос об условиях формирования рудной субформации в миогеосинклинальных прогибах. Континентальные перерывы в процессе накопления морских карбонатных осадков, весьма чистых от терригенных примесей, были весьма кратковременными и должны были совпадать с эпохами весьма интенсивного латеритообразования на стабильной суше. Бокситовый материал при этом должен был достигать берега моря без засорения небокситовым остаточным материалом, т. е. терригенным каолинитом и кварцем, неизбежным при выветривании пород различного состава на суше, сложенной дислоцированными вулканогенно-осадочными толщами нижнего палеозоя и прорванными интрузиями различного состава.

Латеритизация гетерогенного по минеральному составу обломочного алюмосиликатного материала на месте его захоронения также не может быть объективно и однозначно доказана. Этой гипотезе противоречит и исключительное постоянство качества залежей бокситов, практически почти не меняющееся по их площади.

Таким образом, рассмотрение особенностей размещения месторождений бокситов внутри сложно построенных геосинклинальных поясов на примере тектонически хорошо изученной западной (европейской) части Средиземноморской альпийской геосинклинали показывает отсутствие четко выраженной приуроченности осадочного бокситонакопления к строго определенным зонам геосинклинального пояса и единым для всей системы стратиграфическим уровням. Тем не менее наблюдается несомненная связь осадочного бокситонакопления главным образом с «положительными» — стабильными,

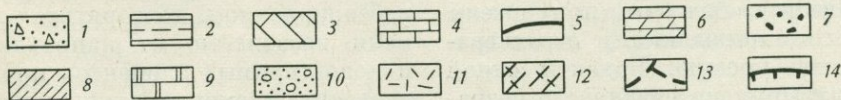
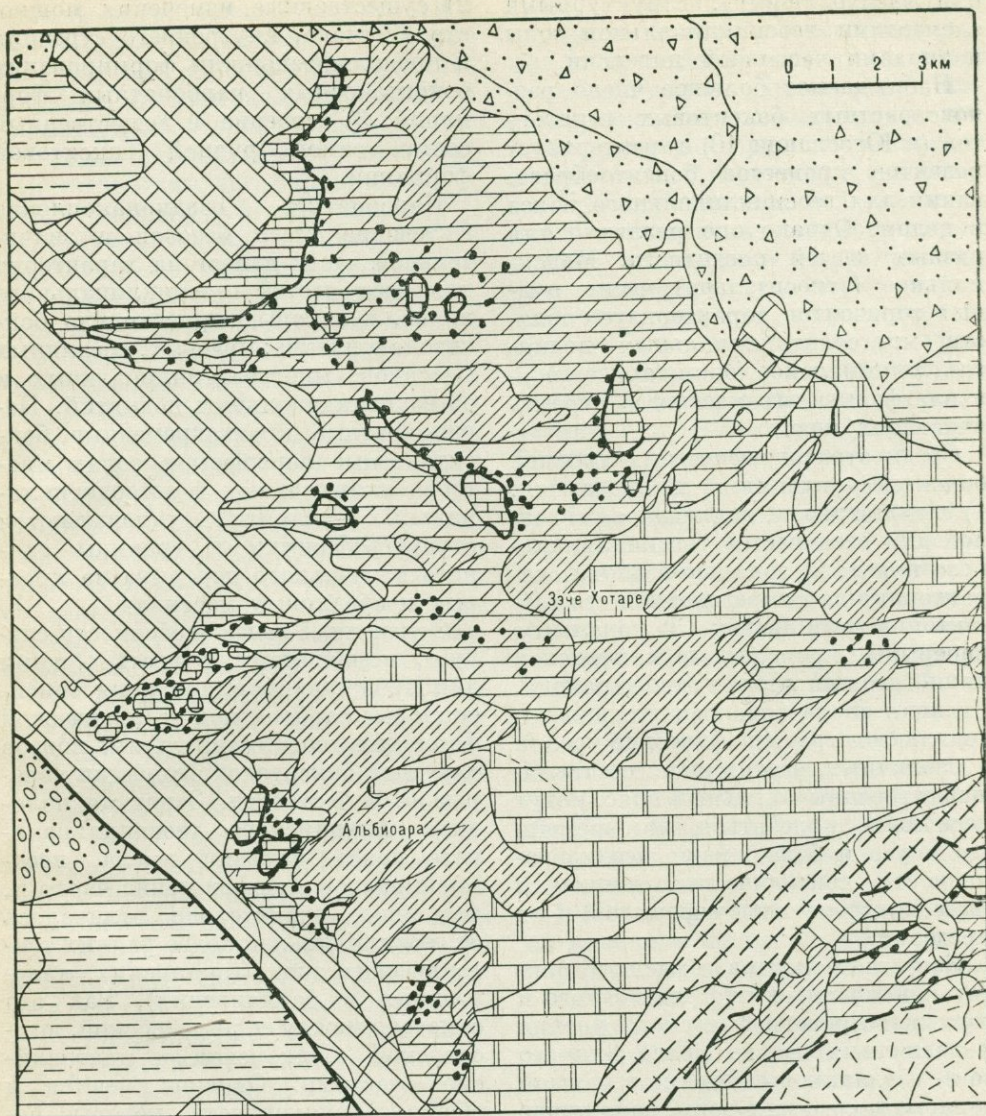


Рис. 48. Схема геологического строения бокситорудного района Орады (Румыния).

1 — современные и четвертичные образования; 2 — глины и пески плиоцена; 3 — карбонатно-терригенные отложения нижнего — верхнего мела; 4 — темно-серые известняки кровли, неом; 5 — рудоуправляющее несогласие; 6 — массивные известняки почвы рудоуправля-

ющего несогласия, титон; 7 — залежи бокситов «открытого» типа; 8 — терригенные отложения с горизонтами мергелей нижней — средней коры; 9 — массивные известняки и доломиты триаса; 10 — красноцветные базальные конгломераты, кварциты, песчаники перми; 11 — вулканогенные породы кислого состава; 12 — кристаллические сланцы палеозоя (?); 13 — сбросы; 14 — надвиг

или «восходящими», структурными элементами геосинклинальной зоны и эпохами частичной инверсии.

Наблюдаемое большое число разновозрастных бокситовых горизонтов (в Югославии 10) характеризует развитие процессов бокситообразования для геосинклинального пояса в целом. Однако оно различно для разных частей последнего. Максимальное (относительно) число рудных горизонтов характеризует области миогеоантиклинальных поднятий, минимальное (один горизонт) — в платформенных массивах, ограничивающих пояс.

Среди стратиграфических уровней бокситонакопления наблюдаются: 1) главная эпоха, являющаяся сквозной для всех частей геосинклинального пояса; 2) зональные эпохи, характерные для определенной его геотектонической зоны; 3) локальные перерывы, проявленные в пределах лишь того или иного рудного района. Главная эпоха бокситонакопления и зональные стратиграфические уровни в различных частях зон, составляющих геосинклинальный пояс, могут несколько колебаться во времени (до яруса и более) из-за неодновременности тектонических движений (продолжительности перерывов) в их пределах.

Качество бокситов и масштаб бокситонакопления в пределах одного и того же стратиграфического уровня в различных частях пояса или его зоны неодинаковы. Однако в каждой области пояса или зоны наилучшие по качеству бокситы приурочены к строго определенному стратиграфическому уровню. Бокситы одной и той же зоны, но различного возраста отличаются содержанием железа и кремнезема.

Приведенные особенности бокситонакопления указывают: 1) изменчивость его условий внутри геосинклинального пояса и слагающих его зон во времени и пространстве;

2) существенные изменения мощности, состава, внутреннего строения и продолжительности формирования бокситоносных карбонатных формаций; 3) строение и вещественный состав самой рудной бокситовой формации.

Карбонатное осадконакопление в течение всего мезозоя и значительной части палеогена характерно для всех частей геосинклинального пояса, в которых происходило бокситонакопление: краевых, срединных массивов, миогеоантиклинальных и эвгеоантиклинальных поднятий. Неоднократные кратковременные бокситоносные перерывы в зонах миогеоантиклинальных и эвгеоантиклинальных поднятий укладываются стратиграфически в границы единого длительного перерыва на краевых и срединных массивах.

Отмеченные выше особенности следует, по-видимому, считать общими для процессов формирования бокситоносной карбонатной геологической формации геосинклинальных поясов и рудной бокситовой формации перерывов, в частности. Западная половина Альпийского геосинклинального пояса Евразии имела, несомненно, свои специфические черты и, возможно, значительно отличалась от геосинклиналей более ранних тектонических эпох (герцинских, каледонских и байкальских), как это отмечено между ее пиренейской, югославской, балканской и анатолийской частями. Однако имеются и общие закономерности, которые неизбежно должны повторяться во времени независимо от направленных и неповторимых элементов процесса развития геосинклинального режима во времени.

Геосинклинальные пояса более древних тектонических эпох имели, по-видимому, более простое линейно выдержанное строение и формировались в течение меньшего числа тектонических фаз. Поэтому они

должны характеризоваться меньшим количеством бокситоносных перерывов внутри карбонатной бокситоносной геологической формации и развитием последней лишь в пределах миогеосинклинальных прогибов при отсутствии эвгеосинклинальной зоны (пиренейский тип) или преимущественно на миогеоантиклинальных поднятиях при полном развитии поперечного профиля геосинклинального пояса (югославский тип).

Весьма важное и всеобщее значение должны, по-видимому, играть следующие факторы: 1) соответствие времени формирования бокситоносной геологической формации продолжительности перерыва в седиментации на краевых и срединных массивах; 2) совпадение во времени эпох формирования бокситов с главной эпохой бокситонакопления внутри собственно геосинклинального пояса (с учетом возможного опережения или отставания в пределах яруса или несколько больше); 3) различная продуктивность разновозрастных бокситовых горизонтов и изменение качества бокситов (более высокое в нижних горизонтах формации, исключая базальный) в пределах одной и той же геотектонической зоны или рудного поля или в пределах одного и того же стратиграфического уровня, но в разных частях зоны; 4) замкнутый характер (челнокообразность прогибов, четковидность поднятий) благоприятных для бокситонакопления геотектонических элементов внутри геосинклинального пояса и наличие индивидуальных особенностей развития каждого из них.

Благоприятствующие геологические предпосылки для формирования месторождений бокситов в пределах каждого из геотектонических элементов геосинклинального пояса не могут, по-видимому, быть общими для геосинклинали в целом и являются достаточно дифференцирован-

ными и индивидуализированными, определяя масштабы бокситонакопления и качество бокситов в каждом отдельном случае. Для качества бокситов важнейшее значение имеет характер исходного рудного материала и способы его переноса и захоронения. Между тем для подавляющего числа известных месторождений именно эти вопросы являются наименее ясными, будучи объектом многолетних дискуссий, и решаются по существу «голосованием» по принципу «большинства» и превращением мнения большинства в «прописную истину», не требующую дальнейших доказательств.

Получение свободных гидроокислов алюминия возможно только двумя путями: 1) латеритным выветриванием на суше алюмосиликатных пород, которое дает огромную массу, измеряемую миллиардами тонн; 2) гидролизом сернокислых вулканических гидротерм, масштаб которого на два-три порядка (а может быть и более) менее интенсивен. Поэтому первый процесс значительно более вероятен по сравнению со вторым и безоговорочно принимается в качестве единственно логически приемлемого.

Высокое качество бокситов, обычно присущее бокситам формации перерывов внутри карбонатных толщ, объясняется дополнительной «бокситизацией» первичного латеритного материала на осушенной плоской прибрежной равнине, сложенной обнажившимися из-под уровня моря рифогенными (органическими) известняками. Такие равнины в современную эпоху известны лишь в Сомали, но латеритизация на них не наблюдается (Михайлов, 1969) так же, как и на приморских равнинах Гвинеи и других районов тропического пояса. Прямому сносу глинозема с платформ на острова геосинклинального пояса или с крупных островов последнего на коралловые рифы

препятствуют морские проливы и течения в них. Кроме того, стабильность тектонического режима определяет возможные масштабы бокситонакопления любого формационного типа.

На платформах условия первичного бокситообразования в латеритных корах выветривания по площади распространения (десятки тысяч квадратных километров) и мощности (десятки метров) латеритных покровов, а также их консервации в зонах плавного опускания, несомненно более благоприятны, чем в геосинклинальных поясах. В последних они могут быть приурочены лишь к выступающим над уровнем океана отдельным островам или линейно-вытянутым архипелагам, латеритные покровы которых имеют ограниченные размеры (десятки или сотни квадратных километров) и, по-видимому, меньшую, чем на континентах мощность (первые метры).

Условия захоронения собственно латеритных покровов в геосинклинальных поясах, по-видимому, вообще отсутствуют, бокситы могут сохраняться только в переотложенных осадочных накоплениях. Однако условия сохранности последних значительно менее благоприятны, чем на платформах. В зависимости от характера геосинклинальных водоемов эти условия будут существенно различаться. В одних случаях возможно плавное погружение краевой суши платформенного типа (залив Карпентария в Северной Австралии) вместе с покрывающим ее алюмосиликатные породы латеритным покровом и перекрытием последнего карбонатными осадками. Такой способ консервации латеритного покрова, в той или иной степени переработанного волнением прибрежной зоны, наиболее вероятен для рудных субформаций срединных массивов, хотя последние известны пока лишь на карбонатном субстрате.

В морских бассейнах геосинклинального типа наиболее благоприятные условия для осадочного бокситонакопления могли существовать, по-видимому, при широком развитии вдоль побережий краевого континента или срединного массива цепи барьерных рифов, расположенных сравнительно недалеко (до 10 км) от берега суши, и отделенных от плоской суши цепью неглубоких плоских опресненных лагун. Барьерный риф при этом должен быть мертвым и выступать над уровнем моря.

Эпохе осадочного бокситонакопления в лагунах при этом должна предшествовать стадия кратковременных вертикальных поднятий, достаточных для возобновления эрозионных процессов на суше, покрытой мощным латеритным покровом, и оживления гидрографической сети.

Гидрографическая сеть должна перемещать только материал собственно латеритного покрова суши, не затрагивая нижние зоны последнего, а также неизменный алюмосиликатный покров. Лагуна между суши и барьерным рифом должна превратиться в морскую террасу, а та должна стать аккумулятивной пролювиально-аллювиальной равниной, которая в дальнейшем, в фазу общего опускания, погрузится ниже уровня моря. В одних случаях это опускание прекратит поступление бокситового материала с суши, и красноватый континентальный бокситовый осадок будет перекрыт морскими карбонатными осадками; в других — поступление бокситового материала с суши будет продолжаться, но красные бокситы окисной фации будут сменяться серыми и зелеными бокситами закисной фации, а уже затем перекрываться построенными известняками кровли.

На окраинах срединных массивов между накоплением бокситов на морских террасах или в лагунах и их захоронением в фазу опусканий

может пройти достаточно длительный период времени, в течение которого осадочные бокситы могут быть в значительной степени размыты.

Однако вышеописанный способ бокситонакопления вряд ли можно в какой-то степени применить к миогеосинклинальным поднятиям, отделенным от краевых или срединных массивов достаточно широкими морскими проливами. Источник бокситового материала для месторождений срединных массивов столь же проблематичен. Следует, вероятно, вновь вернуться к рассмотрению возможной роли в осадочном бокситонакоплении субформаций латеритных покровов океанических коралловых островов, бокситы которой формируются непосредственно на органогенных известняках мертвых коралловых рифов и отличаются весьма высоким качеством. Их формирование за счет латеритизации пеплового материала андезит-дацитового состава, поставлявшегося вулканами центрального типа, располагавшимися в эвгеосинклинальной зоне геосинклинального пояса, является более вероятным, чем «бокситизация» на плоской литорали, предполагаемая «классическим вариантом». Переотложение латеритного покрова океанических островов в их лагуны (сухие или сохранившие связь с океаном) требует, вероятно, умозрительных допущений, чем «классический вариант» размыва латеритных покровов платформенных массивов и лучше объясняет повторяемость рудных горизонтов во времени и локальное площадное распространение каждого из них, а также несовпадение распространения разновозрастных горизонтов в плане.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Составление прогнозных карт на бокситы и прогнозирование территорий формирования и современного при-

Очевидно, процесс бокситонакопления в геосинклинальных поясах в целом и в отдельных их геотектонических зонах является гетерогенным по своей природе и связан с переотложением образований различных субформаций рудной формации латеритных кор выветривания — платформенной и океанических островов.

Количественная роль каждой из них в различных зонах геосинклинального пояса резко неодинакова, она могла существенно изменяться от одного стратиграфического уровня бокситонакопления к другому.

«Барьерный» тип бокситонакопления с поступлением латеритного материала с суши наиболее вероятен для базального горизонта формации в целом, а также для участков геосинклинали пиренейского типа (отсутствие эвгеосинклинальной зоны, бокситонакопление в миогеосинклинальных прогибах). Также вероятно оно и для завершающего горизонта, перекрываемого углистыми глинами и трансгрессивно залегающим (обычно с размывом) терригенным комплексом.

Для локальных рудных горизонтов, расположенных между карбонатными породами в зонах мио- и эвгеоантиклинальных поднятий, основным источником рудного вещества являлась, по-видимому, субформация латеритных покровов (первично-пеплового происхождения) океанических коралловых островов.

Главная (сквозная) эпоха бокситонакопления вероятнее всего сочетала оба источника рудного вещества, причем в лучших по качеству бокситах преобладал последний.

существования в геологических разрезах той или иной геологической провинции или структуры регионального

значения рудных бокситовых формаций представляет большие методические и технические трудности.

Основными объективными причинами этого являются: 1) недостаточная изученность большинства районов в формационном, литологическом и фациальном отношении; 2) отсутствие для ряда рудных бокситовых формаций достаточно точных критериев определения их места в геологических формациях, фациях и стадиях тектонического развития крупных единиц земной коры; 3) неясность характера необратимых изменений процесса формирования определенных рудных формаций и фациальных типов входящих в них месторождений в историческом процессе развития земной коры; 4) формальное применение формационного анализа для целей прогнозирования месторождений бокситов; 5) наличие непрерывных генетических формационных, а иногда и пространственных связей между всеми известными рудными бокситовыми формациями, а внутри последних — между субформациями и фациальными типами месторождений, позволяющие при свободном толковании термина «рудная бокситовая формация» произвольно комбинировать последние, а следовательно, и группировать тем или иным способом благоприятные предпосылки для выделения перспективных площадей.

Субъективными причинами, определившими низкую эффективность большинства сделанных за последнее десятилетие геологических прогнозов бокситоносности, является неправильное применение формационного анализа, когда прогнозирование геологической бокситоносной формации выдавалось по существу за прогнозирование соответствующей рудной бокситовой формации. Кроме того, сам процесс прогнозирования основывался на абсолютизации положительного значения каждого из

используемых благоприятствующих бокситообразованию геологических факторов без учета их вероятностного значения для последнего и степени вероятности проявления каждого из них на данной территории. Негативные факторы при этом учитывались весьма слабо или вообще не принимались в расчет. Естественно, что подобные «прогнозы» не могут принести никакой реальной пользы и подрывают доверие к прогнозным картам вообще.

Бокситонакопление любого формационного типа является результатом сложного взаимодействия во времени и пространстве различных геологических факторов, при котором лишь оптимальное их сочетание приводит к образованию залежей бокситов промышленных размеров и качества. Образовавшиеся в определенную геологическую эпоху залежи бокситов находятся в весьма неустойчивом физико-химическом равновесии с окружающей геологической обстановкой и могут претерпевать при изменении последней (хотя бы частичном) существенные изменения, вплоть до полного уничтожения химическим или механическим путем. Первый случай является следствием наложения более позднего выветривания или других форм эпигенеза, протекающих в изменившихся гидро-химических условиях, нарушающих равновесие минерального состава бокситов с окружающей их средой. Второй — отражает возобновление процессов денудации, следствием которых является рассеивание рудного вещества в массу обычных обломочных пород.

Поэтому для существования в течение длительного геологического времени рудных бокситовых формаций необходимы благоприятные условия консервации образований формации в целом и особенно ее собственно рудной части перекрывающимися осадочными породами. Большую роль

играет продолжительность взаимодействия образовавшихся бокситов (элювиальных или осадочных) с процессами зоны гипергенеза. Особенно неблагоприятно изменение климатической и гидрохимической обстановки, сопровождающееся понижением уровня грунтовых вод. При этом боксит находится в особо неблагоприятных условиях взаимодействия с грунтовыми водами при отсутствии химического равновесия с последними, что может привести к полной деградации боксита с превращением его в железистые глины. Химическое уничтожение боксита обычно имеет широкое площадное развитие и может привести к полному уничтожению рудной формации на всей площади ее первоначального распространения (верхнетриасовые латеритные бокситы Кемпирсайского района, верхнетриасовые осадочные бокситы Келтемашатского бокситопроявления и др.).

Денудация латеритных кор выветривания и латеритных покровов, а также осадочных месторождений приводит к образованию новых месторождений (меньшего масштаба и худшего качества) осадочного типа, либо к рассеиванию бокситового материала. Денудация в континентальных условиях является локальной. Интенсивность ее в значительной степени зависит от густоты гидрографической сети и степени расчлененности рельефа (глубины вреза гидрографической сети). Интенсивный вертикальный врез при слабой боковой эрозии может сохранить достаточно крупные по размерам останцовые плато с залежами бокситов.

Преобладание боковой эрозии над вертикальной, сопровождаемое блужданием речных русел по денудационно-аккумулятивным пологим равнинам, может привести к полному уничтожению большинства рудных бокситовых формаций, характеризующихся весьма ограниченной мощ-

ностью, особенно их собственно рудных слоев. В любом случае денудация сокращает площадь распространения рудной формации, а также размеры связанных с ней рудных залежей. Каждый период размыва последовательно сокращает перспективы формации и ведет к рассеиванию минералов свободного глинозема в песчано-глинистых толщах. Концентрация полезных компонентов в бокситах сокращается в каждую стадию механического переотложения вплоть до превращения значительной части бокситов в бокситовые породы, не представляющие интереса для промышленности.

Для консервации образовавшейся рудной формации необходимо достаточно быстрое, но плавное превращение ее в область континентальной или морской седиментации. В гидрологическом отношении это должно выразиться в значительном повышении уровня подземных вод, уменьшении модуля стока, заболачивании приморских равнин, а также быстрой трансгрессии мелкого моря на низкую сушу, малой глубине абразии берегов и отсутствии в основании трансгрессивной морской серии конгломератов, галечников или достаточно мощных горизонтов песков или песчаников. Для осадков континентальной равнины необходимо преобладание глинистых накоплений болотного или пролювиально-делювиального типа.

Наблюдаемое появление в кровле континентально-осадочных бокситовых рудных формаций субугленосных или угленосных глинистых фаций является, по-видимому, важнейшим условием консервации бокситовых пород от глубокого денудационного среза. Для морских условий миогеосинклинальной зоны таким фактором является отложение черных битуминозных известняков, возможно отражающих увеличение поступления органического углерода (сапропелевого) вещества с заболоченной

низкой суши. Возможно, что наступление растительности преобразует верхнюю часть бокситовых рудных формаций в пластичные глины, препятствующие проникновению поверхностных кислых вод на значительную глубину внутрь залежей бокситов и предохраняющие последние от химической деградации.

Существенную роль для сохранности залежей бокситов от денудации играет также их морфология и механические свойства подстилающих пород. Из всех формационных фациальных типов месторождений бокситов наиболее устойчив по отношению к денудации для осадочных бокситов тип карстовых водоемов, особенно подтип глубоких карстовых воронок в механически крепких известняках, однако он наименее интересен в промышленном отношении.

Среди латеритных кор выветривания наиболее устойчивы по отношению к денудации элювиальные бокситы латеритных кор выветривания линейно-пластового типа, формирующиеся на головах дислоцированных кварцито-сланцевых толщ (пачки кварцитов играют роль защитных стен). Во всех остальных типах, характеризующихся сравнительно небольшой мощностью и в большинстве случаев расположением лучших по качеству бокситов в верхней или средней части разреза рудной формации, денудация легко срезает лучшую часть, если последняя не подвергалась надежной консервации покрывающими отложениями.

На поверхности платформ (особенно молодых) консервирующие отложения вместе с рудной бокситовой формацией могут быть размыты в периоды активизации восходящих движений, регрессии моря и развития нового эрозионного цикла.

В геосинклинальных поясах последующая складчатость усиливает надежность захоронения бокситов,

которые могли быть абрадированы лишь в момент пострудной морской трансгрессии. Однако складчатость и интрузивная деятельность в этих поясах может привести к значительному метаморфизму бокситовых рудных формаций и исключить возможность их промышленного использования.

Величина денудационного среза и скорость прогибания ложа рудной формации могут быть определены для большинства районов весьма приближенно и пока не поддаются количественной оценке. Еще более приближенно можно судить о возможной качественной деградации образований рудных формаций от изменения климатической обстановки.

Однако при любом прогнозировании должны учитываться оба фактора сохранности. Фактор химической деградации должен учитываться особенно тщательно для погребенных месторождений формации латеритных кор выветривания (обоих подтипов) и терригенной посткоровой континентально-осадочной красноватой субформации при резком увлажнении климата в непосредственно пострудную эпоху (на соседних территориях), особенно при отсутствии в этот период на указанных выше формациях надежных гидроизолирующих осадочных перекрытий.

ЭТАПНОСТЬ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ БОКСИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Прогнозирование рудных бокситовых формаций и связанных с ними месторождений бокситов распадается на ряд последовательных этапов, необходимых для выяснения с различной степенью надежности границ распространения и интенсивности проявления благоприятствующих бокситообразованию геологических

факторов и обстановок, а также степени сохранности образований формации в пострудное время. Процесс прогнозирования должен включать следующие основные этапы.

1. Прогнозирование возможного проявления на данной территории бокситоносной геологической формации, определение ее типа, возможных границ формирования и площадей современного существования.

2. Прогнозирование возможного проявления рудной бокситовой формации с определением ее типа, первоначальных и современных границ распространения.

3. Определение возможных границ промышленного (по качеству бокситов) оруденения и оценка степени его современной сохранности.

4. Определение границ площадей, перспективных для постановки поисковых работ, обоснование очередности их изучения и рациональной методики поисковых работ.

5. Оценка прогнозных запасов конкретных поисковых площадей.

Прогнозирование бокситоносных геологических формаций

Основой для прогнозирования бокситоносных геологических формаций, проводимого на основе топографических карт масштаба 1 : 500 000—1 : 1 000 000, являются: 1) геологические карты масштаба 1 : 200 000, 1 : 500 000 (для мало изученных районов) и опорные стратиграфические колонки; 2) палеогеографические карты определенных стратиграфических перерывов и связанных с ними посткоровых возрастных подразделений; 3) структурные карты установленных благоприятных эпох; 4) палеогеографические и фацально-литологические карты образований, предшествовавших эпохе перерыва и корообразования и последующих за ними.

В результате этого могут быть: 1) установлены возможные возрастные уровни формирования бокситоносных геологических формаций; 2) определен наиболее вероятный тип бокситоносной формации и особенности климатического и тектонического режима ее накопления, а также общие закономерности изменения последних на территории региона для каждого уровня отдельно; 3) вынесены возможные геологические границы первоначального и современного распространения бокситоносной геологической формации каждого возрастного интервала на территории оцениваемого региона; 4) обоснованы с возможной степенью достоверности границы различных фаций или типов геологических образований, составляющих данную формацию и ожидаемое положение собственно бокситовой рудной формации; 5) оценены общие геологические особенности площади предполагаемого размещения рудной формации и ее наиболее вероятный фациальный тип.

Никаких реальных прогнозов месторождений бокситов на этом этапе прогнозирования сделать нельзя. Прогнозируемую геологическую формацию до получения прямых признаков бокситоносных фаций следует называть потенциально бокситоносной и только после получения последних переводить в разряд бокситоносных.

Положительные результаты первого этапа прогнозирования являются основанием для проведения специализированных тематических геологических исследований полевой проверке сделанных прогнозных построений, уточнению степени проявления благоприятствующих геологических факторов, закономерностей в пространственном размещении различных фаций внутри формации и обстановок ее сохранности. Обоснованы точки заложения опорных буровых профилей или отдель-

ных структурных скважин, уточняющих возможное положение собственно рудной формации и проверяющих ее присутствие в составе потенциально-бокситоносной формации.

Собранные на первом этапе материалы должны быть достаточными для проведения второго этапа прогнозирования.

Прогнозирование рудных бокситовых формаций

Прогнозирование рудных бокситовых формаций должно производиться на основе уже известных данных о возможных границах бокситоносной геологической формации и общих закономерностях размещения на площади современного распространения составляющих ее фаций. Прогнозирование границ распространения рудной формации (первоначальных и современных), а также степени ее сохранности для потенциально бокситоносных геологических формаций не имеет какого-либо реального смысла до тех пор, пока присутствие бокситоносных фаций не будет объективно доказано хотя бы в одной точке.

Процесс прогнозирования рудной бокситовой формации практически аналогичен прогнозированию бокситоносных геологических формаций. Однако он требует более точных и более детальных исходных геологических данных: геологических карт масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000, значительного количества опорных разрезов или структурных скважин, более подробной фациально-литологической и литолого-геохимической характеристики пород бокситоносной геологической и бокситовой рудной формаций, а также проведения специальных построений и реконструкций ландшафтов, палеорельефа, положения береговых линий водоемов или других элементов, контролирующей седиментацию.

В результате прогнозирования второго этапа должны быть: 1) вынесены на карту масштаба 1 : 200 000—1 : 500 000 площади распространения всех благоприятных и неблагоприятных для формирования рудной формации геологических факторов и выяснена с возможной степенью достоверности интенсивность (хотя бы относительная) проявления каждого из них; 2) определены геологические и современные границы возможного распространения рудной бокситовой формации и положение зон ее ближнего и дальнего выклинивания; 3) о контуры зоны ожидаемого максимума бокситонакопления и минимального пострудного размыва; 4) намечены места заложения опорных разрезов или скважин для уточнения и проверки сделанных построений; 5) определены задачи геологосъемочных и геофизических работ и рациональный комплекс последних.

На основании прогнозных карт второго этапа могут быть определены: 1) границы площадей, подлежащих специализированному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000; 2) границы перспективных участков или зон для постановки аэрогеофизических работ; 3) места заложения структурно-поисковых и параметрических скважин или профилей.

Прогнозирование качества бокситов

Прогнозирование качества бокситов рудных провинций, районов и месторождений представляет меньшие трудности, чем количественная оценка их возможных запасов, и играет для правильности последних исключительно важное значение.

В принципе технологические свойства бокситов определяются количественным соотношением основных рудообразующих окислов: Al_2O_3 , SiO_2 и Fe_2O_3 . При этом наблюдается

обратная зависимость между содержаниями Fe_2O_3 , с одной стороны, и Al_2O_3 и SiO_2 (в каолините), с другой. Оценка качества бокситов производится по двум основным показателям: 1) абсолютному содержанию Al_2O_3 , 2) кремневому модулю $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$. Между последним и Fe_2O_3 наблюдается отчетливая обратная зависимость. Повышение содержания окислов железа, особенно в осадочных бокситах, формирующихся на платформах, обычно приводит к увеличению кремневого модуля, но снижает абсолютные содержания глинозема в боксите и приводит к ряду осложнений в извлечении глинозема. Играть существенную роль и минеральные формы присутствия глинозема в боксите. Глинозем, заключенный в каолините и других алюмосиликатах, а также в корунде, не извлекается в байеровском процессе; обломочный кварц также остается в этом случае инертным.

Представления о весьма высоком качестве зарубежных месторождений бокситов и низком качестве бокситов территории СССР являются следствием применения для оценки запасов совершенно различных и несопоставимых друг с другом бортовых промышленных кондиций: 50% Al_2O_3 и 5% SiO_2 — в развивающихся и капиталистических странах и 37% Al_2O_3 при кремневом модуле 2,4 или 28% Al_2O_3 при модуле 4,0 — в СССР. Естественно, что среднее качество бокситов будет высоким в первом случае и низким в другом. Этот фактор различного экономического подхода к бокситовому сырью проявляется особенно резко для рудных формаций, характеризующихся постепенными переходами высококачественных бокситов (по мощности и площади распространения) в низкокачественные, а затем во вмещающие рудные залежи бокситовые породы. В этом случае рост количе-

ства запасов будет неизменно сопровождаться снижением их среднего качества.

При прочих равных условиях значение экономических границ оконтуривания рудных залежей играет большую роль для месторождений, рудных формаций и субформаций: а) зональных латеритных кор выветривания; б) латеритных покровов; в) континентально-осадочных (красноцветная субформация); г) субформаций срединных массивов формации перерывов среди карбонатных толщ.

Бокситы субформаций однородных латеритов, перерывов внутри карбонатных толщ внутренних поднятий и миогеосинклинальных прогибов, океанических островов и сероцветной субугленосной терригенной формации в активизированных участках платформ характеризуются более однородным, относительно высоким качеством и наличием геологических границ рудных залежей с вмещающими породами.

Однако месторождения бокситов различных рудных формаций существенно отличаются по вещественному составу. Эти различия определяются особенностями геологической обстановки формирования рудной формации, ее внутреннего строения и условий пострудной эволюции в конкретных условиях геологической истории района.

Для большинства месторождений бокситов платформенного типа качество бокситов в значительной степени зависит от литологического состава выветривающихся пород, длительности континентального перерыва и геохимических условий седиментации.

Первый фактор выражается в унаследованности литохимических особенностей материнских пород, в результате чего латеритные покровы и осадочные бокситы красноцветной субформации, образующиеся при выветривании пород различного

состава, обычно наследуют соотношения между Al_2O_3 и Fe_2O_3 в последних. В результате за счет выветривания железистых пород образуются более железистые бокситы, и наоборот. Наиболее железистые бокситы, переходящие в глиноземистые железняки, образуются при латеритном выветривании пород основного состава (траппы Сибирской платформы). В результате выветривания ультраосновных пород возникают преимущественно глиноземистые железняки (Таврическое бокситопроявление в Тургайском прогибе) при подчиненном количестве сильножелезистых бокситов марки Б-8. Относительно маложелезистые бокситы образуются при латеритном выветривании лейкократовых нефелиновых сиенитов и осадочных глинистых пород. Низкое содержание железа («белые» бокситы) наблюдается в осадочных бокситах, связанных с особыми условиями седиментации в восстановительной геохимической обстановке в присутствии значительных количеств органического вещества (субугленосная субформация). В этих условиях закисное железо может переходить в раствор и удаляться за пределы площади бокситонакопления. Однако наличие восстановительной обстановки не всегда снижает общее содержание окислов железа в боксите, которые могут оставаться в последнем в виде сидерита, пирита, шамозита и различных хлоритов или гидрохлоритов.

Для рудной субформации перерывов внутри карбонатных толщ красные бокситы обычно значительно выше качеством, чем зеленые, серые или черные. Черная окраска бокситов этой рудной субформации в отличие от углистых бокситов субугленосной субформации в большинстве случаев объясняется не присутствием тонко распыленного органического вещества, а образованием темноцветных метаморфических минералов от

различных хлоритов до пироксенов (бокситы бассейна р. Кара на Полярном Урале), в результате чего валовое содержание окислов железа в них остается достаточно высоким.

Качество бокситов месторождений платформенных рудных формаций (зональных латеритов, латеритных покровов и красноцветной осадочной) в значительной степени зависит от относительной глубины пострудного эрозионного среза, а также степени их консервации при процессах эпигенетической деградации, так как в месторождениях типа зональных латеритов и карстовых водоемов лучшие по качеству бокситы обычно приурочены к верхней части латеритного покрова или осадочного выполнения карстовых депрессий.

В месторождениях надконтактового типа лучшие по качеству бокситы также приурочены к внешней (со стороны алюмосиликатных пород) краевой части водоема и поэтому лучше денудированы, чем центральная часть залежей с бокситами более низкого качества. Поэтому увеличение глубины эрозионного среза образований рудных формаций этого типа ведет не только к уменьшению потенциальных запасов перспективных площадей, но и к заметному ухудшению их качества. Например, бокситы Верхне-Ашутского месторождения в Амангельдинском рудном районе по качеству значительно хуже бокситов других месторождений с менее размытой внешней краевой зоной.

Отсутствие надежной гидроизоляции платформенных месторождений бокситов от изменившейся климатической и гидрохимической обстановки ведет к частичной или полной химической деградации (каолинизации) бокситового вещества. Ярким примером этого процесса является превращение высокосортных верхнетриасовых латеритных бокситов Кемпирсайского района в Мугоджарах

в галлуазит-каолинитовую массу с реликтами (5—20%) высокосортового боксита, не имеющую практического значения. Эти процессы химической дегградации в равной мере проявляются и в осадочных рудопроявлениях этого возраста (Кредиковское в Мугоджарах, Кельтемашатское в Причымкентском районе, Кайракское в Средней Азии).

Перечисленные выше геологические факторы, влияющие на эпигенетическое изменение качества бокситов, во многих случаях не поддаются конкретному прогнозированию и должны учитываться в вероятностном аспекте, исходя из имеющихся граничных данных по однотипным залежам в уже известных однотипных рудных районах.

Практически более простым является применение средних качественных показателей, типичных для каждого формационного типа месторождений бокситов, с поправками на уже известные отклонения от последних в известных рудных залежах месторождений или бокситопроявлений каждой рудной провинции.

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ БОКСИТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Оценка перспективности прогнозируемых площадей имеет качественный характер и является в значительной мере субъективной, отражая взгляды автора прогноза на генезис бокситов и историю геологического развития данного региона. Между тем объективная оценка относительной перспективности различных регионов или частей одного и того же региона, возможного распространения одной и той же рудной формации или различных (по типу или возрасту) рудных формаций или провинций с различными формационными типами промышленных месторождений

бокситов невозможна без применения научно обоснованных количественных оценок влияния каждого контролирующего бокситообразование геологического фактора (положительного или отрицательного) и их конечной совокупности.

Сделанные в этом направлении первые попытки (А. В. Орлова, В. У. Дегтяр) с применением ЭВМ были основаны на принципе количественного равноправия благоприятных для формирования месторождений бокситов карстового типа предпосылок, наличие которых на данной площади и явилось мерой относительной перспективности последней. При таком подходе влияние второстепенных факторов рудного контроля может полностью компенсировать отсутствие решающих и создавать необоснованную видимость перспективности.

В настоящее время нет геологических данных для объективной количественной оценки значимости каждого из геологических факторов (положительных и отрицательных), контролирующих формирование различных бокситоносных геологических формаций, а внутри последних — рудных бокситовых формаций и месторождений различных формационных типов. Изучение этого вопроса имеет кардинальное значение для совершенствования процесса прогнозирования месторождений бокситов, создания для него действительно надежной основы и повышения его обоснованности (практического подтверждения).

Однако в настоящее время уже есть некоторые объективные данные для разделения геологических факторов рудного контроля и сохранности рудных залежей по степени их относительной значимости, т. е. определения их относительного рангового показателя. Определение последнего всегда будет несколько субъективным и в значительной степени

условным, однако полученные на основании ранговых показателей количественные оценки перспективности той или иной площади могут быть объективно сопоставлены или изменены в случае обоснованного изменения рангового показателя того или иного фактора рудного контроля или его отсутствия при проведении начального этапа геолого-поисковых или ревизионных работ.

Количественная сравнительная оценка перспектив отдельных площадей на основании использования частных ранговых показателей возможна на всех этапах прогнозирования бокситоносности: от площадей развития бокситоносной геологической формации до рудных полей определенного формационного типа.

ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ КОНКРЕТНЫХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПОИСКОВЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Прогнозирование запасов бокситов промышленного качества, являющихся основанием для долгосрочного планирования развития сырьевой базы алюминиевой промышленности, капиталовложений в геологоразведочные работы и обоснования геологических заданий по природству балансовых запасов в конкретных рудных районах или провинциях, возможно только на основании полноценных геологических карт масштаба 1 : 50 000 и крупнее, а также доказанной промышленной бокситоносности оцениваемой территории, т. е. практически может быть применено только в пределах еще недостаточно изученных частей известных рудных районов с залежами бокситов промышленного качества и размеров.

Количественная оценка прогнозируемых запасов должна базироваться не только на геологических (метод аналогии), но и на конкретных гео-

лого-экономических факторах с определением минимально допустимых в данных конкретных геологических и геолого-экономических условиях размеров запасов кондиционных по ГОСТ 972—74 бокситов, их среднего качества, вероятных условий эксплуатации, а также экономически предельно допустимой глубины отработки. Прежде всего по сумме геологических факторов должны быть определены геологически вероятные морфогенетические типы залежей бокситов и обоснованы границы их возможного распространения в пределах выделенных на предшествующих этапах прогнозирования перспективных геологических структур или поисковых участков.

Основными расчетными параметрами для дальнейшей количественной оценки прогнозных запасов бокситов являются размеры выделенных перспективных рудных полей, геологических структур, месторождений или отдельных рудных тел, минеральный состав бокситов, содержание в них Al_2O_3 , SiO_2 (кремневый модуль) и окислов железа. Они дополняются характеристикой геологических особенностей строения и истории развития оцениваемой площади, с учетом границ и глубины возможных пострудных размывов, а также количественных соотношений между кондиционными бокситами и бокситовыми породами внутри рудного горизонта или отдельных рудных тел.

Основными критериями, используемыми при определении прогнозных запасов, являются.

1. Полнота сходства геологических особенностей строения и истории развития оцениваемого рудного района с уже известными промышленными месторождениями данного морфогенетического типа, в отношении литологического состава пород фундамента, влияния последующих тектонических и денудационных

процессов, возможной глубины эрозионного среза бокситоносных структур.

2. Надежность оконтуривания (по геологическим и геофизическим данным) перспективного района, рудного поля, структуры или месторождения.

3. Возможные морфогенетические типы залежей бокситов и их размеры.

4. Ожидаемая степень насыщенности перспективной площади или протяженности структуры залежами бокситов промышленного качества¹.

5. Ожидаемая продуктивность оцениваемой площади или структуры в отношении бокситов промышленного качества (по аналогии с известными).

6. Ожидаемые химический и минеральный состав бокситов и их технологические свойства.

7. Протяженность благоприятных структур, включающих рудовмещающие комплексы.

8. Наличие на оцениваемой площади или структуре рудопроявлений бокситов или только обломков последних.

9. Наличие предположительно рудных геофизических аномалий (положительных магнитных и гамма-спектроскопических и отрицательных гравитационных), связанных с телами бокситовых пород.

10. Степень вероятности продолжения промышленного оруденения (по площади или простиранию и падению) по данным геологической съемки или одиночных опробованных пересечений рудного тела поисковыми или картировочными сква-

жинами или горными выработками.

11. Наличие данных о качестве бокситов в отдельных штучных пробах или при систематическом опробовании.

12. Наличие на оцениваемой площади (или объекте) или ее части уже подсчитанных балансовых или геологических запасов.

13. Наличие основных данных о технологических свойствах бокситов и возможном направлении их использования промышленностью.

14. Географо-экономическая позиция района и возможные перспективы ее изменения до 2000 г.

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ

Здесь может быть рекомендована следующая последовательность проводимых работ.

1. Обоснование по сумме благоприятных и неблагоприятных геологических и экономических факторов и степени их достоверности, возможности и целесообразности подсчета запасов для данной площади.

2. Определение на геологической или структурно-литологической картах границ перспективных участков или структур, суммарной площади или протяженности в их пределах известных и предполагаемых рудных тел: расчет их средней мощности, возможного в данных геологических условиях среднего качества руд, а также экономически целесообразной глубины разработки.

3. Собственно определение прогнозных запасов, которое может производиться:

а) для флангов или глубоких горизонтов разведанных месторождений, при отсутствии достаточных данных для подсчета запасов категории C_2 , а также для новых рудных тел, вскрытых единичными выработками;

¹ Степень подтверждения прогнозных запасов последующими геологоразведочными работами зависит от правильности определения общих геологических предпосылок и основных факторов, положенных в основу оценки перспектив данного рудного поля, месторождения или его участка.

б) для площадей, примыкающих к известным месторождениям или рудным полям и аналогичных им по геологическому строению и истории развития (на основе геологического картирования и геофизических данных);

в) для площадей, сходных по геологическому строению и истории развития с рудоносными, но непосредственно к последним не примыкающих. При этом степень сходства должна быть доказана данными геологических карт и структурно-картировочных скважин.

Геологической основой для определения прогнозных запасов являются:

1) материалы по известным рудным залежам (или месторождениям) данного рудного поля — геологические карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее с разрезами, результаты геологоразведочных работ и опробования рудных пересечений;

2) геологические карты рудного района масштаба 1 : 50 000—1 : 200 000 с разрезами, результаты поисковых работ, подтвердивших правильность геологических предпосылок и степень аналогии оцениваемой площади уже разведанным рудным полям или их участкам.

При определении прогнозных запасов каждого объекта особое внимание должно быть обращено на обоснованное установление возможного качества бокситов и горнотехнических условий их разработки, являющихся решающими в оценке промышленного значения месторождений бокситов.

Для количественной оценки запасов неразведанных флангов или глубоких горизонтов дислоцированных пластообразных залежей формации перерывов среди рифогенных карбонатных толщ геосинклинального типа применяется обоснованная геологическими или экономическими кон-

турами (границы ближнего, дальнего или бокового выклинивания, тектонические срезы, предельная глубина разработки, границы изменения качества и др.) подвеска «полотном» по простиранию или падению залежи, с определением запасов внутри отстроенных таким способом блоков методом среднего арифметического (по данным ближайших выработок).

Для количественной оценки прогнозных запасов площадей, примыкающих к известным рудным полям других морфогенетических типов, следует пользоваться коэффициентом продуктивности, выраженным в миллионах тонн на квадратный километр, вычисленным по данным соседних, уже опробованных площадей.

Оценка прогнозных запасов новых районов может быть сделана лишь методом геологической аналогии с определением типа и масштаба (мелкие, средние, крупные) возможных месторождений. Грубая оценка максимально возможных запасов таких потенциально-бокситоносных площадей (при доказанном присутствии в их пределах бокситоносных фаций) может быть сделана с помощью формулы

$$Q_{\text{пр}} = \frac{Q_0}{S_0} \cdot S_{\text{пр}} \cdot k_1 \cdot k_2 \cdot \dots \cdot k_n,$$

где $S_{\text{пр}}$ — площадь, оцениваемая в определенных геологических, геоморфологических или геофизических границах; $Q_{\text{пр}}$ — прогнозные запасы оцениваемой площади; S_0 — площадь уже опробованного участка в идентичных границах; Q_0 — ее запасы; k_1, k_2, \dots, k_n поправочные коэффициенты (всегда меньше единицы), учитывающие отклонения в полной аналогии: степени рудоносности новой площади, сохранности залежей бокситов от пострудного размыва, качества бокситов и др.

Приведенный выше материал по условиям образования и закономерностям размещения месторождений разных генетических классов показывает, что все разнообразие полезных ископаемых вызвано процессами эндогенной и экзогенной дифференциации земного вещества.

Эндогенная дифференциация начинается с процессов, возникающих в мантии и отражающих ее неоднородность как по вертикали, так и по латерали, что объясняется неоднородным распределением в ней тепла, механизмом зонной плавки (по А. П. Виноградову), образованием и всплыванием астенолитов (по В. В. Белоусову), селективной выплавкой и подъемом базальтов и эфлюитов.

В настоящее время вырисовывается достаточно сложный ход развития земной коры. Ее лунный этап в катархее с массовым излиянием основных лав, близких толеитам, сменился, по Е. В. Павловскому, нуклеарным, когда наряду с формированием базальтовых ядер протоконтинентов впервые большое значение приобрели процессы осадконакопления, гранитизации (образование гранито-гнейсовых куполов) и регионального метаморфизма в фациях от гранулитовой до зеленсланцевой.

По данным В. И. Смирнова, в это время преобладали ассимиляционные и инфильтрационные источники рудного вещества преимущественно гидротермально-метаморфогенного генезиса.

В дальнейший геосинклинально-платформенный период развития земной коры преобладали три группы

источников минерального вещества эндогенных месторождений (по В. И. Смирнову): ювенильные подкоровые, вызванные дифференциацией базальтовой магмы на ранних стадиях развития геосинклиналей; ассимиляционные коровой магмы, связанные с образованием континентальной коры в периоды геосинклинальной орогении, и инфильтрационные внемагматические источники в еще более позднюю стадию развития подвижных поясов. Для стадии активизации консолидированных структур земной коры характерны месторождения минерального сырья тех же трех групп эндогенных источников.

В работе была отмечена определяющая роль тектоники и магматизма в образовании эндогенных месторождений. При этом установлена причинная связь типов магматизма с определенными режимами тектонических процессов и зависимость вещественного состава руд от формационного типа магматизма.

Магматическая дифференциация и сегрегация рудного вещества, глубинная контаминация магмы, ассимиляция ею вмещающих пород, эманиционная дифференциация в магматических камерах, кислотно-основная дифференциация послемагматических растворов, мобилизация и переотложение рудных компонентов в результате регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации первичноосадочных или вулканогенных пород — вот тот далеко не полный перечень процессов, приведших к образованию эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Многообразие процессов эндогенной дифференциации земного вещества, а следовательно источников полезных компонентов и условий их миграции в земной коре сочетается с многообразием условий их концентрации, определяемых физико-химическими, теплофизическими, структурно-литологическими и другими факторами.

Образование осадочных месторождений в результате экзогенной дифференциации и седиментации земного вещества зависит, по Н. М. Страхову, от следующих факторов:

1) интенсивности химико-биогенной садки рудных компонентов;

2) гидродинамического режима и палеогеографии района садки рудного компонента;

3) интенсивности разбавления терригенным материалом;

4) влияния процессов перегруппировки веществ при диагенезе рудного осадка;

5) перемыыва рудного пласта с выносом из него терригенного материала.

Рудообразование достигает максимальной интенсивности, когда все факторы действуют согласованно в благоприятном (аккумулирующем) направлении.

Для прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых необходимо знать все факторы,

определяющие их образование: пространственную и временную связь месторождений с геологическими, особенно часто магматическими формациями; положение геологических и связанных с ними рудных формаций в основных структурных элементах земной коры и их место в истории ее развития; связь оруденения с региональными и локальными рудоконтролирующими тектоническими структурами и фациальными условиями накопления рудного вещества. Знание геологического строения месторождений полезных ископаемых, их структурно-морфологических особенностей, минерального состава руд и их изменчивости в пространстве (рудная зональность), особенностей геохимических и геофизических полей и причин, их вызывающих, в их взаимосвязи и взаимообусловленности — позволяет ответственно прогнозировать месторождения полезных ископаемых, оценивать рудные регионы, районы, поля и месторождения с учетом их формационных, генетических, морфологических и минерально-геохимических типов оруденения.

Эти факторы могут быть положены и в основу оценки масштабов оруденения, степени его концентрации, сохранности в современном эрозионном срезе и перспектив его распространения на глубину.

Ангаро-Илимские железорудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960. 371 с.

Андреев В. И., Куприн В. И. Геолого-геофизическая оценка перспектив железорудного поля на глубоких горизонтах на примере Таштагольского месторождения. — «Геология и геофизика», 1961, № 8, с. 82—94.

Баклаев Я. П. Структурные и литологические факторы, определяющие локализацию контактово-метасоматических месторождений железа и меди на Урале. Автореф. докт. дис. М., 1973. 42 с.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 648—712.

Березина Л. А. Геофизические методы при изучении карбонатитовых месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1965, № 10, с. 37—41.

Беэр М. А., Воинов М. В. Некоторые особенности размещения бокситов Средиземноморья. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов, вып. 1. М., ОНТИ ВИМС, 1973, с. 109—118.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 86 с.

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

Богацкий В. В., Макеев М. М. Геолого-геофизическая характеристика магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. — «Разведка и охрана недр», 1962, № 1, с. 5—11.

Бородин Л. С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн.: Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, с. 245—257.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченко А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971. 365 с.

Валетон И. Бокситы. М., «Мир», 1974. 216 с.

Вардаков А. С. Генетические особенности хромитового оруденения и прогнозные критерии. — В кн.: Хромиты Ура-

ла, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ОНТИ ВИМС, 1974, с. 21—35.

Вахромеев Г. С. Возможности геофизических методов при поисках и разведке редкометалльных карбонатитов. — «Разведка и охрана недр», М., 1960, № 10, с. 25—28.

Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 285 с. Авт.: В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская.

Геологический словарь. М., «Недра», 1973, т. 1, 487 с.; т. 2, 456 с.

Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967. 378 с.

Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1967. 514 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР.)

Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972. 388 с.

Геология СССР. Т. XII, ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1969. 302 с.

Гершойг Ю. Г. Вещественный состав и оценка обогатимости бедных железных руд. М., «Недра», 1968. 200 с.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—212.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101.

Главнейшие железорудные месторождения Сибири. — «Труды СНИИГГИМС», 1970, Новосибирск, вып. 96, с. 147—161.

Гладковский А. К., Огородников О. Н., Храпцов В. Н. Условия залегания, состав и происхождение Северо-Уральского бокситоносного горизонта и геотектонические условия его формирования. — В кн.: Ежегодник. Свердловск, 1972, с. 48—52. (Ин-т геол. и геохим. Уральского науч. центра АН СССР.)

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. —

«Труды ВИМСа. Нов. сер.», 1960, вып. 5. 258 с.

Григорьев В. М. Закономерности распределения и условия накопления германия в железорудных месторождениях. М., «Недра», 1971. 153 с.

Григорьев В. М., Зеленов К. К. Об источнике германия в железных рудах. — «Геохимия», 1965, № 5, с. 582—585.

Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М., «Недра», 1964. 221 с.

Дымкин А. М., Синяков В. И., Иवानкин П. Ф. Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение. Новосибирск, «Наука», Сиб. отд., 1970. 124 с.

Еремеев А. Н. Принципы методики глубинных поисков погребенных месторождений. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—20.

Железорудные месторождения мира. М., Изд-во иностр. лит., 1955, т. 1, 492 с., т. II, 439 с.

Зеленов К. К. О возможном вулканическом источнике вещества геосинклинальных бокситов. Симпозиум по бокситам. (Symposium sur les bauxites et), vol. 1, 1964, с. 28—39.

Использование геофизических материалов при составлении карт прогнозов на хромиты по Кемпирсайскому ультраосновному массиву. — В кн.: Материалы совещ. по составлению прогнозно-металлогенетических карт на хромиты. М., ВИМС, 1971, с. 100—110. Авт.: Ю. В. Хромов, Е. И. Книжник, А. П. Бачин и др.

Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. М., «Недра», 1965. 550 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлов, А. Г. Булах и др.

Калугин А. С. Количественная оценка геологического и металлогенетического районирования складчатых областей. — «Советская геология», 1965, № 1, с. 95—104.

Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1, с. 3—22.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 192 с.

Капλαν В. Е. Количественная интерпретация магнитных аномалий на месторождениях вкрапленных титаномагнетитовых руд Среднего Урала. Автореф. канд. дис., Свердловск, 1974. 26 с.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971. 288 с.

Карбонатиты. Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М., «Мир», 1969. 485 с.

Клекль В. Н. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 5, с. 5—16.

Кобзарь П. Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, КазНИИМС, 1966. 157 с.

Ковалевич В. Б. К вопросу рациональной методики геофизических поисков железорудных месторождений на юге Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. М., «Недра», 1971, с. 73—78.

Косыгин М. К., Росляков Г. В. К вопросу о структуре и генезисе Ангарско-Илимских железорудных месторождений. — «Труды Иркутского горнометаллургического ин-та», 1956, вып. 10.

Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1969. 217 с.

Кравченко Г. Г. Роль структурных критериев при оценке перспектив хромитосности ультрабазитовых массивов. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., Изд. ВИМС, 1974, с. 41—50.

Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959. 411 с.

Крутиховская З. А., Шмидт Н. Г. Геофизические методы поисков и разведки железорудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961. 77 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 375 с.

Леоненко И. Н., Русинovich И. А., Чайкин С. И. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М., «Недра», 1969, т. III. 320 с.

Лисицына Н. А., Пастухова М. В. О роли вторичных процессов в формировании платформенных бокситов. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 25—40. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 103.)

Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полупина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—69.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. 269 с.

Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного

вещества. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. (Тезисы докладов.) М., «Наука», 1974, с. 41—50.

Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклиория. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 30—46.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973. 267 с.

Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. — «Труды Ленинград. об-ва естествоиспыт.», 1971, т. 22, вып. 2. 277 с. Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др.

Методика поисков, разведки, опробования и подсчета запасов месторождений хромистого железняка. М.—Л., Госгеол-издат, 1941. 105 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, Г. М. Красновский, А. А. Рудина и др.

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М., «Недра», 1969. 180 с.

Момджи Г. С. Платформенные железорудные формации СССР (классификация и закономерности размещения). — «Геология рудных месторождений». 1974, № 6, с. 71—78.

Момджи Г. С., Пастушенко И. И. Прогнозная оценка запасов железных руд. — «Советская геология», 1963, № 12. 415 с.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974. 279 с.

Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — «Советская геология», 1970, № 9, с. 3—18. Авт.: В. А. Бронева, В. А. Иванов, Б. И. Покровский и др.

Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской синеклизы и ее бокситоносность. М., «Наука», 1968. 160 с.

Новое в методике поисков и разведке южно-кемпирсайских хромитовых месторождений. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ОНТИ ВИС, 1974, с. 62—70. Авт.: М. Ф. Шульгин, Е. П. Степанов, Г. П. Самсонов и др.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, Изд-во Уральского фил. АН СССР, 1960. 248 с.

Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Закономерности размещения магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы. — В кн.: Трапы Сибирской платформы и их металлогения, Иркутск, 1971. 62 с. (Тезисы докл. 2-го Всесоюз. совещ.)

Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970. 411 с. Авт.: Г. С. Момджи, И. И. Пастушенко, Н. Г. Шмидт и др.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных массивов. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. рудных м-ний», 1949, вып. 103, № 13. 87 с.

Павлов Н. В., Шульгин М. Ф. Хром. Требования к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям. Ч. I (металлы). М., «Недра», 1967, с. 98—115.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., «Наука», 1968. 178 с.

Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., «Наука», 1973. 198 с.

Пастушенко И. И. Промышленно-геологические факторы прогнозной оценки скарново-магнетитового оруденения. ВИЭМС, Экспресс-информация, сер. III, 1974, вып. 10, 11, с. 1—18.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971. 252 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.

Пировов Б. И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. М., «Недра», 1969. 240 с.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1966. 264 с.

Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометалльных пегматитов. — «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 14, с. 115—130.

Покалов В. Т., Орлов В. Г. Принципы оценки прогнозных запасов молибдена. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 22—32.

Поляков Г. В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 16—46.

Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969. 312 с.

Прямонос П. С. Типы металлогенических зон, их рудные формации и металлогенические эпохи Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1970. 22 с.

Сапожников Д. Г. О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971, с. 360—372.

Сегалович В. И. Хромитовые месторождения Кемпирсайского ультраосновного массива. — В кн.: Геофизические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1970, с. 349—369.

Сегалович В. И. Опыт подсчета запасов хромитовых месторождений по данным гравиметрии. — В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, 1974, с. 78—84.

Смирнова Т. А. Хромитовосность ультрабазитов Чуколки. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., ОНТИ ВИМС, 1974, с. 180—189.

Соболев Н. Д. Формации и фации ультраосновных пород и их хромитовосность. — В кн.: Материалы совещ. по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., ВИМС, 1971, с. 7—23.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. — «Геохимия», 1959, № 8, с. 679—695.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. рудных м-ний», 1948, вып. 97, № 12, с. 127 с.

Соколов Г. А. О прогнозировании хромитовых месторождений. — В кн.: Материалы совещ. по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., ВИМС, 1974, с. 60—67.

Соколов Г. А., Григорьев В. М. Железорудные месторождения. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М., «Недра», 1974, т. 1, с. 9—108.

Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитовосностью. — «Советская геология», 1970, № 1, с. 88—101. Авт.: Н. Д. Соболев, А. В. Уханов, Т. А. Смирнова и др.

Страхов Л. Г. О закономерностях распределения железорудных месторождений в южной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Изд-во Иркутск. ун-та, 1958, вып. 3, с. 75—82.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.

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. Проблема источника и способы формирования вещества бокситов (геохимический аспект). — В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1975.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

Тюрин Б. А. Геологическое и экономическое значение древних кор выветривания Казахстана и основные задачи их изучения. — В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. 1. Алма-Ата, Изд. КазИМС, 1972, с. 3—38.

Фельдман И. И., Караниколо В. Ф., Блюменцев А. М. Применение ядерно-геофизических методов исследования скважин на месторождениях хромитов. М., ОНТИ ВНИИЯГГ Мингео СССР, 1973. 101 с.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд и их эволюция. М., «Наука», 1973. 172 с. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 250.)

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 160 с.

Фролов А. А., Савинский И. Д., Вальков В. О. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (с использованием методов распознавания образов). — «Советская геология», 1974, № 10, с. 107—118.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 502 с.

Ходюш Л. Я. Генетическая классификация железистых руд докембрия. — «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 3, с. 47—56.

Хромиты СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, т. 1. 362 с. 1940, т. 2. 502 с.

Шаталов К. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 144—151.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения провинций ультраосновных щелочных пород. — «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17, с. 5—9.

Шмидт Н. Г. Геофизические методы разведки богатых железных руд КМА. — «Горный журнал», 1956, № 11, с. 10—16.

Шмидт Н. Г. Опыт применения геофизических методов для целей геологического картирования кристаллического фундамента КМА. — «Советская геология», 1967, № 58, с. 138—149.

Щербаков Д. И. О картах прогноза для магматогенных рудных место-

рождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 9—14.

Cold D. R., Vallee M., Charette J. P. Economic geology and geophysics of the Oka alkaline complex. Qwebec, The Canadian Mining and Metallurgical Bull., 1967, oct., vol. 60, No. 666, p. 1131—1144.

Gordon M., Tracey Y. I., Ellis M. W. Geology of the Arkansas bauxite region, U. S. — «Geol. Surv. Profess. Paper.», 1958, vol. 218, 268 p.

Grubić A. Les bauxites de Yougoslavie. Conference on bauxite geology. Budapest, 1970, p. 51—60.

Heinrich E. Wm. The geology of Carbonatites. Rand M^e, Nally and Company. Chicago, 1966. 555 p.

Herbert J. C. Palabora. — «Mining Magazine», 1967, vol. 116, N 1, p. 4—27.

Hess H. H. Stillwater igneous complex Montana. — «Geol. Soc. Amer.», 1960, N 80. 230 p.

Jrvinе T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 1. — «Canad. Journ. Earth. Sci.», 1965, vol. 2, N 6, p. 648—672, Pt. 2, 1967, vol. 4, N 1, p. 71—103.

Jackson E. D. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. — In.: Magmatic ore deposits. Econ. geol., mon., N 4, 1969, p. 41—71.

Kun N. The Economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. — «Econ. geol.», 1962, vol. 57, p. 377—404.

Pecora W. T. Carbonatites. A re-

view. — «Bull. geol. Soc. Amer.», 1956, N 67, p. 1537—1556.

Petraschek W. Die genetische typendes chromlagerstätten und ihre Aufsuchung. — «Erzmetal», 1957, Bd. 10, Hf. 6, s. 264—272.

Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites. — «Quart. G. geol. Soc.», 1956, vol. 62, N 446, pt. 2, p. 189—220.

Stevens R. E. The composition of some chromites of the western hemisphere. — «Amer. mineral.», 1944, vol. 29, N 1—2, p. 2—34.

Tenyakov V. A. On the common origin bauxites from platforms and geosynclines (geochemical aspect), IX^e Congress Intern. Sedimentologie, Nice, 1975.

Thayer T. P. Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite — gabbro complex. XXI Intern. geol. congr. Copengagen, 1960, pt. 13, p. 247—259.

Thayer T. P. Gravity differentiation and magmatic reemplacment of podiform chromite deposits. — In.: Econ. geol., mon., N 4, 1969, p. 132—146.

Verwoerd W. Y. South African carbonatites and their probable mode of origin. — «Annale universiteit Stellenbosch.», 1966, vol. 41, ser. A, N 2. 236 p.

Williams G. The geology of the Buschveld igneous complex. — In.: Magmatic ore deposits. Econ. geol., mon., N 4, 1969, p. 1—22.

Worst B. G. The great Dyke of southern Rhodesia. — «S. Rhodesia geol. surv. Bull.» 1960, vol. 47. 234 p.

- Авлакоген 47, 48, 70
 Активные прогнозные запасы 132
 Альпинотипные ультрабазиты 19
 Апатит 53, 54, 60, 62, 67, 73
 Барий 59, 75
 Барит 43, 58, 59, 60, 62, 68, 71, 73
 Бастнезит 57, 58
 Бобовины 157
 Боксит 156
 Бокситовая порода 156
 Бокситоносный формационный комплекс 156
 Бокситоподобная порода 156
 Бокситы метасоматические 158
 — псевдоморфные 158
 — структурные 157
 Вулканический аппарат 48, 49
 Вулкано-плутонический комплекс 119
 Гатчеттолит 55, 56, 64, 65, 72
 Геологическая позиция оруденения 116
 Геофизические методы поисков месторождений железистых кварцитов 133
 — — — магномангнетитовых руд 139
 Геофизические методы поисков месторождений скарново-магнетитовых руд 139
 — — — титаномагнетитовых руд 147
 Гипабиссальная интрузия 46
 Грабен 47
 Грабены 108, 110, 111
 Граничная скорость (V_r) 133
 Дайки 48, 78, 79
 Дифференциация магматическая 14
 Древняя денудационная поверхность 103
 Дунит-гарцбургитовый комплекс 23
 Железистые кварциты киватинского типа 86
 Железо 43, 67, 71, 75
 Жилы 48, 58, 62
 Задачи, решаемые при помощи геофизических методов при проведении поисково-разведочных работ 137, 144
 Зональность оруденения 50, 60, 69, 71
 Ийолиты 46, 49, 64
 Индуктивное намагничение (I_2) 139
 Кажущееся электрическое сопротивление (руд) 133
 Карбонатиты анкеритовые 50, 57, 58, 59, 61
 Карбонатиты доломитовые 50, 58, 59, 61, 80
 — кальцитовые 50, 57, 61, 65, 66, 80
 — сидеритовые 57, 59, 80
 Карбонатные бокситоносные формации срединных массивов 160
 Качественная оценка рудоконтролирующих факторов 116, 117, 127
 Кимберлитовые трубки 48, 70
 Классификация месторождений бокситов 158
 — рудных бокситовых формаций 158
 Количественная оценка прогнозных запасов скарново-магнетитовых руд 128
 Кора базальная 160
 — внутриформационная 160
 — выветривания 157
 — эволюции во времени 160
 Латерит 157
 Латеритное выветривание 157
 Латеритные коры выветривания азональные (однородные) 162, 163
 — — — зональные 162, 163
 Латеритный покров 157
 Литологический контроль оруденения 112
 Магма 49, 63, 67, 69
 Магнетит 53, 54, 62, 68, 73
 Магнитная восприимчивость (χ) 133
 Массив 47, 49, 54, 57, 60, 64
 Мельтейгиты 44, 46, 52, 61
 Медь 59, 62, 67, 71
 Месторождения «ближнего» фациального типа 179
 — «дальнего» фациального типа 180
 Метод вызванной поляризации 143
 Минеральные типы месторождений 44, 50, 62
 Молибден 59, 67
 Монацит 57, 58, 62, 73
 Морфологические типы рудных залежей коры выветривания железистых кварцитов 89
 Ниобий 45, 55, 58, 64, 65, 67
 Области (зоны) сочленения 116
 Оливиниты 46, 52, 63, 68
 Оолиты 157
 Основные месторождения железистых кварцитов СССР 89
 Остаточное естественное намагничение (I_r) 139
 Офиолитовый комплекс 17

- Оценка перспективных бокситоносных площадей 203
— прогнозных запасов 205
- Паразит 57, 65, 68
Пизолиты 151
Пикритовые порфиры 48, 78
Пироксенит-дунит-перидотитовый комплекс 24
Пироксиды 55, 56, 64, 65, 67, 68, 72
Подморфные хромитовые месторождения 29
Подсиловая залежь 104, 107, 112, 113
Поисковые критерии 69, 70, 71, 72, 73
Показатели степени благоприятности рудоконтролирующих факторов 127
Поляризуемость (η) 144
Последовательность оценки прогнозных запасов 205
Прогнозирование 76, 77, 78, 79
— бокситоносных геологических формаций 199
— качества бокситов 200
— месторождений бокситов 195
— рудных бокситовых формаций 200
— рудных формаций 195
Промышленные типы хромитовых руд 6
- Редкие земли 43, 57, 58, 60, 65, 71, 75
Результирующий показатель степени благоприятности рудоконтролирующих факторов (РП_{сб}) 131
Рекомендации по методике прогнозно-оценочных работ на железистые кварциты 95, 96, 97, 98
Рифты 47, 70, 80
Рудная бокситовая формация (РБФ) 156
Рудоконтролирующие структуры 101, 104
Рудный профиль 101, 113, 114
Рядовое оруденение 115
- Свинец 59, 62, 67, 71
Сиениты 46, 64, 68, 75, 78
Силлы траппов 104
Скважинные ядерно-геофизические методы каротажа на хромиты 40
Стратиформные хромитовые месторождения 7, 11
Структурно-морфологические типы рудных залежей 104, 105, 107
Структурные глины 157
Структурный контроль оруденения 125
Субвулканическая интрузия 46, 47
Субформация миогеоантиклинальных поднятий 183
— океанических островов 170
— сероцветная посткоровая бокситовая рудная 178
— терригенная красноцветная континентально-осадочная бокситовая рудная 175
- Тантал 43, 56, 64, 65, 71, 75
Тектоно-магматическая активизация 101, 103, 108
Титан 43, 54, 67, 61
Торий 58, 59, 60
- Удельное электрическое сопротивление (руд) 133
Ультраосновные щелочные породы 46, 63, 64, 65
Уникальное оруденение 115
- Феррилатерит 157
Физико-геологические предпосылки поисков железорудных месторождений 132
Физические свойства руд 133, 139, 145, 147
Флогопит 43, 44, 71, 72
Флюорит 43, 44, 58, 62, 68, 71, 73
Формации бокситоносные осадочные терригенные 159
— палеозойские железисто-кремнистые 92
— осадочные рудные бокситовые 173
— рифогенно-карбонатные бокситоносные 160
Формационный комплекс латеритных покровов 168
Формация бокситоносная 156
— гарцбургит ортопироксенит норитовая 3, 7, 10
— геосинклинальных областей 3, 17, 29
— дунит-гарцбургитовая 3, 17, 25
— железисто-кремнисто-метабазитовая 85
— железисто-кремнисто-сланцевая 87
— карбонатитовая 43, 49
— клинопироксенит-дунитовая 3
— палеозойская железисто-кремнистая 92
— перерывов внутри рифогенно-карбонатных толщ 181
— платформенная магномагнетитовая 101
— рудоносная 43, 80
— рудная 49, 80
— скарново-магнетитовая 114
— сланцево-лептитовая железисто-кремнистая 89
— ультраосновных щелочных пород и карбонатитов 43
— хромитовая гарцбургит-ортопироксенит-норитовых интрузивов платформенных областей 3, 7, 10
— — дунит-гарцбургитовых массивов геосинклинальных областей 3, 17, 29
Фосфор 43, 53, 67, 71, 75
- Хромшпинелиды 3
- Шток 48, 52, 55, 61
Штокверки 48, 62
- Цинк 59, 62, 67
- Эпоха бокситонакопления 156
— бокситоносная 156
— бокситообразования 156
Эрозионный срез 47, 48, 63, 71
Этапность прогнозирования месторождений бокситов 198
— — рудных бокситовых формаций 198
— работ 149

СОДЕРЖАНИЕ

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ — ПРОИЗВОДНЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПОДКОРОВЫХ МАГМ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

<p>Формации хромитовых месторождений. <i>Т. А. Смирнова</i></p> <p>Хромитовая формация гарцбургит-ортопироксенит-норитовых интрузивов консолидированных областей</p> <p>Хромитовая формация дунит-гарцбургитовых массивов геосинклинальных областей</p> <p>Прогнозирование и оценка хромитовых месторождений</p> <p>Формация комплексных месторождений в карбонатитах. <i>А. А. Фролов</i></p> <p>Формации железорудных месторождений</p> <p>Формация железисто-кремнистых осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфизованных месторождений. <i>В. М. Григорьев</i></p> <p>Формация титаномagnetитовых руд, приуроченных к основным и ультраосновным интрузивным породам складчатых областей.</p> <p><i>А. Я. Архипенкова, И. И. Пас тушенко</i></p> <p>Платформенная магномagnetитовая формация. <i>А. Я. Архипенкова</i></p> <p>Скарново-магнетитовая формация, приуроченная к фемическим эвгеосинклинальным комплексам пород палеозойских складчатых систем. <i>И. И. Пас тушенко</i></p> <p>Физико-геологические основы прогноза и оценки железорудных месторождений методами геофизики. <i>Н. Г. Шмидт</i></p>	<p>3</p> <p>7</p> <p>17</p> <p>36</p> <p>43</p> <p>83</p> <p>84</p> <p>98</p> <p>101</p> <p>114</p> <p>132</p>	<p>Формации месторождений бокситов. <i>Б. А. Тюрин, В. А. Теняков</i></p> <p>Принятая терминология</p> <p>Классификация рудных бокситовых формаций и месторождений бокситов</p> <p>Прогнозирование рудных формаций и месторождений бокситов</p> <p>Заключение. <i>В. Т. Покалов</i></p> <p>Список литературы</p> <p>Предметный указатель</p> <hr/> <p>ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</p> <p>Том 2</p> <p>Редактор издательства Т. В. Колошина Художник В. Д. Смеляков Художественный редактор В. В. Евдокимов График-исполнитель В. П. Гвоздева Технический редактор А. Е. Матвеева Корректор М. П. Курьлева</p> <p>Сдано в набор 8/IX 1976 г. Подписано в печать 1/IV 1977 г. Т-06066. Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага н.п.-журн. финск. Печ. л. 13,5. Усл. п. л. 17,41. Уч.-изд. л. 17,30. Тираж 4000 экз. Заказ 4217/5326—4. Цена 2 р. 58 к.</p> <p>Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.</p> <p>Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, Московский пр., 91.</p>	<p>154</p> <p>154</p> <p>158</p> <p>195</p> <p>207</p> <p>209</p> <p>214</p> <p>ИБ № 1606</p>
---	--	--	---

2061