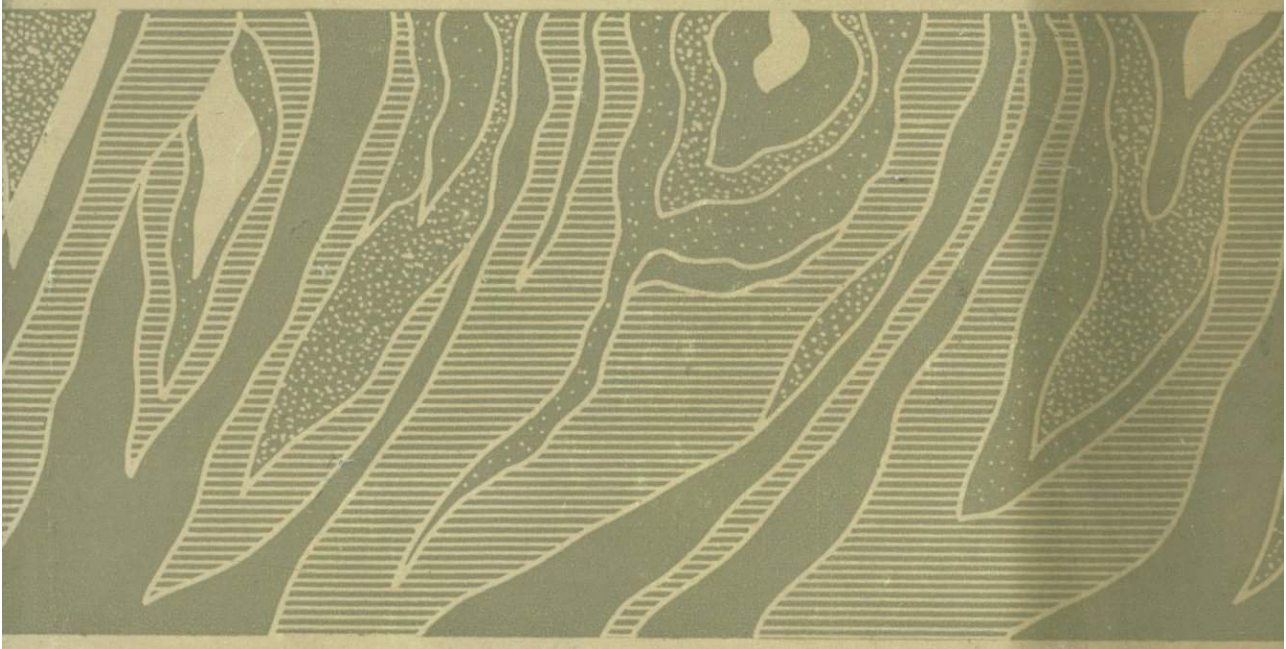
ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА



ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

ЮНЕСКО
МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СОЮЗ
МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ
АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

(Труды Международного симпозиума)

484

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1972

554
Г36
УДК 553.55 (1/9)

В книге представлены материалы Международного симпозиума, состоявшегося в г. Киеве 20—23 августа 1970 г., по докембрийским железисто-кремнистым и марганцевым формациям мира (СССР, Канада, США, Бразилия, Венесуэла, Либерия, Габон, Мавритания, Западная Австралия и др.); рассматриваются проблемы геологии и формирования железисто-кремнистых и марганцевых формаций докембрия, метаморфизма железистых пород и руд, вопросы образования вторичных богатых железных руд, стратиграфии и абсолютной геохронологии; приводится сравнительная характеристика докембрийских и палеозойских железисто-кремнистых формаций.

Рассчитана на широкий круг геологов производственных и научно-исследовательских организаций, изучающих минерально-сырьевые ресурсы на докембрийских щитах и платформах.

РЕДКОЛЛЕГИЯ:

акад. АН УССР Н. П. СЕМЕНЕНКО (ответственный редактор), д-р геол.-мин. наук Г. В. ТОХТУЕВ, кандидаты геол.-мин. наук В. Н. КОБЗАРЬ, Р. И. ЛЕПКИЙ

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

акад. АН УССР Л. Г. ТКАЧУК,
канд. геол.-мин. наук С. Т. БОРИСЕНКО

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В. Н. ЗАВИРЮХИНА

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ
И МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

Печатается по постановлению ученого совета Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакторы: *Н. Я. Чехович, О. П. Украинец*
Оформление художника *Г. М. Балюна*
Художественный редактор *К. Г. Лычаковский*
Технический редактор *Е. Н. Соколов*
Корректор *Р. С. Коган*

Сдано в набор 16.2 1972 г. Подписано к печати 17.8 1972 г. БФ 01674. Зак. № 2—319. Изд. № 112. Тираж 1000. Бумага № 1, 70×108 1/16. Физич. печ. листов 24,25+1 вкл. Условн. печ. листов 34,125. Учетно-изд. листов 35,75. Цена 4 руб. 03 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

2—9—2
236—72М

Киевский полиграфический комбинат Комитета по печати при Совете Министров УССР, ул. Довженко, 3.

ПРЕДИСЛОВИЕ

20—25 августа 1970 г. в г. Киеве состоялся Международный симпозиум по геологии и генезису железисто-марганцевых формаций и рудных месторождений, проходивший по программе ЮНЕСКО. Организаторами симпозиума явились ЮНЕСКО (в лице доктора Е. Вальтера, доктора В. Н. Ланге и мисс И. Р. Дуденей), Академия наук УССР (академик АН УССР Н. П. Семененко) и Международная ассоциация геохимии и космохимии Международного геологического союза (президент профессор Е. Ингерсон).

На симпозиуме рассматривался ряд проблем.

1. Генезис и типы железисто-силикатных и железисто-кремнистых сланцевых формаций, их положение в геосинклинальных осадочных и вулканических образованиях и связь между ними и аналогичными формациями, содержащими марганец.

2. Определение абсолютного возраста железистых формаций в докембрийской стратиграфической последовательности и аналогичных формаций палеозойского возраста.

3. Ступени метаморфизма, минеральные фации и петрографическая номенклатура железосодержащих пород.

4. Генезис вторичных богатых железных и марганцевых руд этих формаций, роль метаморфических, гидротермальных и гипергенных процессов в формировании крупнейших залежей высококачественных руд данного типа.

По Австралийской докембрийской платформе рассмотрены железистые формации блоков Йилгарнского и Пилбара Западной Австралии и расположенные между ними железистые формации группы Хамерсли; аналогичные серии Клив Метаморфикс в хребте Миддлбэк Южной Австралии, гематитовые породы области Ямпи Саунд и др.; освещены вопросы их возрастной последовательности, типов распределения, метаморфических изменений, генезиса богатых руд и т. д.

По Индийскому щиту охарактеризованы условия залегания и происхождение крупнейших концентраций гематитовых джесперов серии Орисса в штате Бихар и Байладила в Мадхья-Прадеш, полосчатые магнетитовые кварциты в штатах Южный Мисор, Мадрас и Андхра; рассмотрены генезис и особенности проявления метаморфизма марганцевых формаций центральных и южных штатов.

По Африканской докембрийской платформе описаны такие перспективные регионы, как Либерийский щит, железорудный район Белинга в северо-восточной части Габона, район Кедиа Д'Иджил в Сахаре, Мавритания; железорудные и марганцевые районы в Антиатласе, Марокко, марганцевые формации Моанды, республики Габон.

Северо-Американская докембрийская платформа охарактеризована классическими железорудными провинциями озера Верхнего и Лабрадорской геосинклинали (районы Мисаби, Ганфлинт, Куюна и др.). В докладах освещаются новейшие исследования по условиям формирования основных

типов железистых формаций (алгоманский и тип озера Верхнего), особенностям формирования вулканогенных железистых формаций докембрия, роли метаморфизма и гипергенеза во вторичном обогащении и концентрации богатых руд.

Железистые и марганцевые формации докембрия Южной Америки описаны по основным регионам Гвианского и Бразильского щитов. Значительный интерес представляет сопоставление итабиритовых руд Гвианского и Либерийского щитов, а также исследование зависимости залежей марганцевых руд от структуры фундамента. На Бразильском щите освещены, по новым данным, железорудные районы Минас-Жераис, Серра-дус-Каражас (штат Пара) и марганцевые месторождения Серра-дус-Навиу, рассмотрены вопросы тектонического контроля, седиментации железистых осадков и закономерности ассоциации железных и марганцевых руд.

По Восточно-Европейской платформе освещены железисто-кремнистые формации Балтийского щита, Воронежского массива и Украинского щита. Приводятся новые данные по изучению железных руд и железистых формаций Швеции, Кольского полуострова, Карелии — основных регионов Балтийского щита.

По Воронежскому кристаллическому массиву описаны железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, выделены основные типы этих формаций и установлены генетические отличия каждого типа.

Украинский щит, включающий известные всему миру Криворожские железорудные месторождения, характеризуется широким развитием железисто-кремнистых формаций на огромной территории. В докладах украинских геологов освещены вопросы геологии и генезиса железисто-кремнистых формаций, физико-химических условий их метаморфизма, а также формирования богатых железных руд и их структурного контроля.

По железисто-кремнистым формациям Сибири обобщены материалы по ряду регионов (Алданский щит, Малый Хинган, Казахстан, Алтай). По Алтаю и Казахстану охарактеризованы железисто-кремнистые формации палеозоя, имеющие большое сходство с докембрийскими.

Программа симпозиума отражает широкий круг геологических вопросов, касающихся важнейших областей развития железорудных и марганцевых формаций докембрия и палеозоя. По существу материалы симпозиума являются сводкой современных представлений по данной проблеме.

Обсуждение этих проблем крупными специалистами-геологами различных стран мира внесло значительный вклад в их решение, позволило выявить сходные и противоречивые воззрения, уточнить дискуссионные моменты. В частности, весьма полезной с этой точки зрения представляется работа комиссии по унификации терминологии, в которой приняли участие Н. П. Семененко (СССР), Р. Т. Брандт (Австралия), Дж. Дорр (США), Г. А. Гросс (Канада), Г. Грусс (ФРГ). Распространенная среди участников симпозиума анкета-вопросник по терминологии — важное подспорье для выработки общепринятого геологического языка.

Делегаты симпозиума приняли «Постановление Международного симпозиума по геологии и генезису докембрийских железисто-марганцевых и марганцевых формаций мира», подводящее итоги его работы и намечающее дальнейшие пути изучения этих образований. В постановлении подчеркивается значительный вклад симпозиума в разработку современной теории докембрийского рудообразования.

Материалы симпозиума подготовлены к изданию Институтом геохимии и физики минералов Академии наук Украинской ССР, на базе которого был проведен симпозиум.

Редколлегия считает нецелесообразным приводить к единой системе единиц измерений разнообразные метрические меры, принятые в разных странах, поэтому в докладах иностранных авторов сохранены такие единицы, как мили, футы, дюймы, румбы и т. д.

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО ПРЕДСЕДАТЕЛЯ ОРГКОМИТЕТА МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АКАДЕМИКА АН УССР Н. П. СЕМЕНЕНКО

Железистые и марганцево-кремнистые формации — одно из интереснейших образований в истории формирования структурных ярусов докембрия, которые интенсивно изучаются, разведываются и разрабатываются на всех континентах земного шара.

Международный симпозиум по геологии и генезису этих формаций, созванный ЮНЕСКО, Академией наук Украинской ССР и Международным геологическим союзом в Киеве, привлек внимание многих известных специалистов в области изучения этих образований.

Железорудные провинции Пилбарского и Йилгарнского блоков, Срединного пояса (Хамерсли) и Мисгрейв Австралийской докембрийской платформы описаны А. Ф. Трендаллом, Р. Т. Брандтом и В. Маклеодом.

Железорудные провинции Либерийского и Гвианского щитов, Габона и Мавритании Африканской докембрийской платформы освещены в докладах Г. Грусса, С. И. Симса и Ф. Г. Персиваля, а марганцевые и железисто-марганцевые формации Антиатласа и Моанды в Габоне — в докладах Г. Шубера, А. Фор-Мюре и Ф. Вебера.

Железорудные и марганцевые формации Индийской докембрийской платформы рассматриваются в докладах М. С. Кришнана и С. Роя.

Железорудные провинции Канадского щита Северо-Американской докембрийской платформы освещены в докладах Г. А. Гросса и А. М. Гудвина, железорудные месторождения Мисаби, Ганфлинт и Куюна в Миннесоте описывает Г. Б. Мори, а железорудные залежи штата Мичиган — Дж. Геер.

Железорудные провинции Минас-Жераис и Серра-дус-Каражас Южно-Американской докембрийской платформы рассматривают И. Г. Гросси-Сад и Г. Е. Тольберт, а марганцевые формации этой же платформы — Дж. В. Дорр и В. Скарпелли.

Железорудные провинции Балтийского щита Восточно-Европейской платформы на территории Швеции охарактеризовали Р. Фрич, на территории Карелии и Кольского п-ва — В. М. Чернов и П. М. Горяинов.

Железорудные формации Воронежского массива освещены Н. А. Плаксенко и Ю. С. Зайцевым, Украинского щита — Н. П. Семененко, Р. И. Сироштаном, Я. Н. Белевцевым, Г. В. Тохтуевым и А. И. Тугариновым.

Железисто-кремнистые формации докембрия и палеозоя Сибири рассматриваются в докладах Е. В. Егорова по Малому Хингану, И. Д. Вороны и других по Алданскому щиту, В. М. Щербака и И. П. Новохатского по провинциям Казахстана, А. С. Калугина по девонским провинциям Алтая.

В представленных докладах рассматриваются проблемы генезиса и типов железисто-кремнистых формаций и соотношения железистых и марганцевых формаций, геология и возраст докембрийских формаций и их аналоги в послекембрийских образованиях, ступени метаморфизма железисто-кремнистых пород и проблемы генезиса вторичных богатых железных руд.

Вниманию участников симпозиума представлена также выставка коллекций железисто-кремнистых пород главнейших регионов мира.

Разрешите первое заседание симпозиума объявить открытым.

ВЫСТУПЛЕНИЕ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ КОМИССИИ УКРАИНСКОЙ ССР при ЮНЕСКО Р. С. БАБИЙЧУКА

В современную эпоху мощного научно-технического прогресса исключительное значение приобретает международное научное сотрудничество. В подъеме экономики важное место занимают минеральные ресурсы и среди них решающее значение имеют ресурсы железных и марганцевых руд. Особое место в мировой экономике отводится огромным запасам железных руд, сосредоточенным в докембрийских железных формациях.

Придавая этому вопросу важное значение, ЮНЕСКО организовала с участием Академии наук Украинской ССР и Международного геологического союза симпозиум, посвященный геологии и генезису железисто-кремнистых формаций. Выбор места проведения симпозиума не является случайным. В Украинской Советской Социалистической Республике железорудные ресурсы железисто-кремнистых формаций докембрия играют огромную роль в развитии черной металлургии. Добыча железных руд достигает 90 млн. *т* в год. В связи с этим практическое значение таких геологических образований находится в центре внимания научных учреждений республики и в первую очередь — Академии наук Украины.

Разрешите от имени комиссии Украинской ССР при ЮНЕСКО приветствовать ученых — ведущих специалистов всех стран в области железисто-марганцевых формаций и рудных месторождений, прибывших в столицу Советской Украины — древний город Киев, и пожелать успеха в работе и приятного пребывания в нашей стране.

Симпозиум представляет крупное событие в международном сотрудничестве геологов.

Публикация трудов симпозиума по докембрийским железисто-марганцевым формациям, несомненно, будет крупным научным вкладом в развитии геологических и геохимических наук.

ВЫСТУПЛЕНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЯ ЮНЕСКО В. Н. ЛАНГЕ

Мне выпала большая честь присутствовать на этом симпозиуме в качестве представителя Главного директора ЮНЕСКО и передать приветствие его участникам.

Задача этого симпозиума — попытаться пролить свет на сложные геологические явления, связанные с докембрием. В течение этого времени, на которое приходится $^4/_5$ геологической истории нашей планеты, образовался фундамент континентов, а также месторождения железной и марганцевой руды. Они составляют часть природных богатств географической среды, и их изучение и использование очень важно как для развитых, так и для развивающихся стран.

Проблема образования докембрийских рудных месторождений связана с теоретическими и практическими вопросами — экономическими, геохимическими, тектоническими. Только тесное международное сотрудничество может приблизить нас к решению многочисленных вопросов, связанных с этой проблемой. Вот почему ЮНЕСКО включила этот симпозиум в свою программу 1970 г. и проводит его совместно с Международной ассоциацией геохимии и космохимии и Академией наук Украинской ССР.

Я хотел бы выразить благодарность от имени ЮНЕСКО президенту Международной ассоциации геохимии и космохимии профессору Эрлу Ингерсону, который оказал неоценимую помощь в организации симпозиума, а также Академии наук Украинской ССР и комиссии Украинской ССР при ЮНЕСКО за теплое гостеприимство, оказанное участникам симпозиума, и особенно академику Н. П. Семененко, который провел большую подготовительную работу. Я уверен, что дискуссия будет широкой и интересной, и желаю участникам симпозиума успеха.

Секция I

Генезис и типы железисто-силикатных и железисто-кремнистых формаций, их положение в геосинклинальных осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях и связь между ними и аналогичными формациями, содержащими марганец

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Г. А. ГРОСС

(Канада)

Железистые формации, состоящие из тонкопереслаивающихся роговиков и минералов, содержащих до 15% железа, являются, вероятно, наиболее важными из всех известных хемогенных осадочных образований. Они встречаются в разнообразной геологической обстановке, характеризуются различным химическим составом; компоненты, слагающие их, это тончайшие индикаторы среды, в которой они отложились. Однако большая часть геологической литературы по этим породам посвящена лишь отдельным железорудным районам или формациям, а выводы из этих специальных исследований переносятся на всю группу отложений в целом. Подобная интерпретация часто производится без учета тектонических и хронологических особенностей, условий осадконакопления и своеобразия вмещающих пород, среди которых наблюдаются различные литологические типы хемогенных осадков.

Мы рассматриваем лишь осадки полосчатой кремнисто-железистой формации. Шамозит-сидерит-гетитсодержащие оолитовые породы относятся к железнякам. Это совершенно обособленный тип железистых осадков. Они сформировались в иных условиях и имеют, вероятно, иное происхождение. Разнообразие осадочных и вулканических пород, ассоциирующих с железисто-кремнистыми образованиями, указывает на различную обстановку их накопления.

Железисто-кремнистые формации образовались химическим путем, а многочисленные их осадочные фации свидетельствуют об изменчивости физических и химических условий их отложения. Трудно предположить, что все эти породы имеют одинаковый источник железа и кремния и одинаковый генезис.

Существует сравнительно мало кремнисто-железистых формаций мезозойского возраста и моложе; по-видимому, совершенно не образуются современные полосчатые кремнисто-железистые осадки, поэтому нет полной современной модели для установления геологических параметров, определяющих возникновение кремнисто-железистых осадков. Для того чтобы понять источник происхождения этих пород, следует начинать с детального изучения особенностей осадков и их вмещающей среды; сравнение железорудных районов по всему земному шару может дать полное представление о факторах и условиях, определяющих отложение железистых формаций.

Железисто-кремнистые формации удобно классифицировать по общим

признакам, особенностям их отложения и типу осадочных пород, связанных с ними. В Канаде название «алгома» в последние годы использовалось для обозначения таких кремнисто-железистых формаций, которые тесно связаны с вулканическими породами и осадками типа граувакк эвгеосинклинальных поясов. Железистые формации (кварциты, доломиты и черные сланцы), образовавшиеся в условиях континентального шельфа, определяются как формации типа озера Верхнего.

Основная часть геологической литературы по железисто-кремнистым формациям относится к этому типу железистых осадков.

Железисто-кремнистые формации типа озера Верхнего представлены тонкополосчатыми кремнистыми породами с железосодержащими слоями различных осадочных фаций. Окисные фации сложены магнетитом, гематитом или смесью этих окисных минералов, которые отлагались как первичные окислы железа. Силикатные минералы в силикатных фациях изменяются в зависимости от степени метаморфизма от гриналита и миннесотаита до стильпномелана, куммингтонита, грюнерита и гиперстена. Карбонатные фации представлены сидеритом, ассоциирующим с магнетитом и железистыми силикатами, а анкерит и железистые доломиты преобладают на участках, где карбонаты ассоциируют с фациями, богатыми гематитом.

Сульфидные фации железистой формации такого типа обычно состоят из тонкозернистых углесодержащих аргиллитов с прослойками роговиков и кремнистых сланцев (Джеймс, 1954; Гросс, 1965; и др.). Характерной особенностью структуры этих осадков являются зерна и оолиты, сложенные как роговиком, так и минералами железа: они практически свободны от обломочного материала, за исключением переходных краевых зон или отдельных участков внутри формации. В них ритмически чередуются богатые и бедные железом слои мощностью от нескольких миллиметров до метра. Отдельные слои могут выклиниваться или вспучиваться, образуя волнистые полосчатые участки; однообразная слоистость может нарушаться бугристыми и узловатыми линзами роговиков и яшм, которые по редкой косой слоистости напоминают образования типа *Collenia* или *Crystozoan* в колониях известковых водорослей. В некоторых кремнистых зернах обычны трещины напряжения, синерезиса и обезвоживания, а также стилолиты. Текстурные и седиментационные особенности этого типа формации удивительно однообразны на всех исследуемых площадях, хотя определенные седиментационные особенности в одних формациях выступают отчетливее, чем в других.

Тесная связь формации рассматриваемого типа с кварцитами и черными карбонатными сланцами, а также с конгломератовым доломитом, массивным роговиком, роговиковой брекчией и аргиллитом прослеживается во всех месторождениях земного шара. Вулканические породы (туфы или лавы) не всегда пространственно связаны с железистой формацией типа озера Верхнего, но они почти всегда встречаются в разрезе. Ассоциация доломиты-кварциты — красные и черные железистые сланцы — железистая формация — черные сланцы — аргиллиты весьма обычна для всех континентов. Однако стратиграфические исследования показали, что несмотря на устойчивую связь этих осадочных пород их последовательность на отдельных участках может изменяться, например в Лабрадорской геосинклинали. Кварциты и сланцы от красных до черных залегают здесь под железистой формацией, а черные карбонатные сланцы — над ней, но в различных местах разреза могут появляться и другие осадочные породы.

Устойчивые пласты железистой формации типа озера Верхнего обычно прослеживаются на сотни миль вдоль окраины древних континентальных платформ или геосинклинальных бассейнов. Мощность исследуемой формации весьма устойчива и может изменяться от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а иногда до 1000 *м*. Породы, к которым приурочены железистые формации, обычно залегают несогласно на сильно метаморфизованных гнейсах, гранитах и амфиболитах. В некоторых местах железистые

формации отделены от пород фундамента лишь маломощными кварцитами, галечниками и кремнистыми сланцами; иногда, например в районе Ганфлинт, они залегают непосредственно на породах фундамента; в большинстве случаев, однако, они на несколько сотен метров выше пород фундамента.

Железистые формации типа озера Верхнего встречаются в позднем докембрии почти во всех районах мира, а также, возможно, в некоторых породах раннего палеозоя (О'Рурке, 1961). Очевидно, они формировались в довольно мелководной обстановке материковых шельфов или по окраинам материковых шельфов и миогеосинклинальных бассейнов и сложены осадками, поступавшими с прилегающей суши, а также из определенных вулканических поясов внутри бассейна. До сих пор точно не установлено, являются ли источником железа и кремния для железистой формации данного типа эрозионные процессы или вулканическая деятельность.

Рассматриваемый тип кремнистой формации вмещает рудные тела, богатые гематитом и гетитом, в районе озера Верхнего (США), в Квебек—Лабрадоре, на северо-западе Австралии, в индийских штатах Орисса и Бихар, в Кривом Роге и Курске (СССР), в Бразилии и др.

Железистые формации алгоманского типа наблюдаются почти во всех поясах вулканических и осадочных пород раннего докембрия Канадского и Австралийского щитов, а также в породах палеозойского и мезозойского возраста во многих других регионах. Этот тип железистой формации сложен тонкополосчатым или чешуйчатым роговиком, гематитом и магнетитом. Мощные сидеритовые и карбонатные пласты, фации железисто-силикатных и железисто-сульфидных минералов в этой формации часто ассоциируют друг с другом, но они менее развиты, чем окисные фации. Часто формации представлены массивными сидеритовыми и пирит-пирротиновыми пластами (на площади Мичипикотен, Онтарио). Мощность железистой формации изменяется от метра до сотни метров; они редко прослеживаются по простиранию более чем на несколько километров.

Пласты этих пород образуют разобщенные линзы или характеризуются сплошным распространением. Алгоманский тип железистых формаций тесно связан с различными вулканическими породами, включающими подушечные андезиты, туфы, пирокластические породы, риолитовые потоки и граувакки, серо-зеленые аспидные и черные карбонатные сланцы. Туфовые и тонкозернистые кластические пласты или железистые роговики переслаиваются в железистой формации; полные стратиграфические разрезы свидетельствуют о гетерогенности литологических ассоциаций. Эти железистые формации характеризуются полосчатостью, но оолитовых и гранулярных текстур, по-видимому, нет; изредка они наблюдаются в последокембрийских породах. Ассоциации пород указывают на эвгеосинклинальные условия их отложения и тесную зависимость в пространстве и во времени от вулканической деятельности.

Непосредственная связь алгоманских железистых формаций с центрами вулканизма отмечается в вулканических поясах Канадского щита. Риолитовые и дацитовые вулканические породы обычно отличаются наибольшей мощностью и наиболее часты в разрезе вулканогенно-осадочных пород внутри и вокруг древних вулканических центров. Как правило, алгоманские железистые формации несогласно перекрывают основную массу кислого вулканического материала и покрыты андезитовыми вулканическими породами и осадками типа граувакк. Сульфидные и карбонатные фации железистой формации приурочены к центрам вулканической деятельности или располагаются вблизи них, а окисные фации обычно наблюдаются значительно дальше, даже в тех местах, где они почти полностью ассоциируют с кластическими осадками. Карбонатные и силикатные фации встречаются вблизи центров вулканизма. Обычно можно установить общую зональную связь алгоманского типа железистой формации с сульфидами через карбонатно-окисные фации. Прямая связь между типом фации данной

железистой формации и различными видами вулканических пород не оставляет сомнений относительно родства рассматриваемых кремнисто-железистых осадков с вулканическими процессами.

Тонкие пласты окисных графитовых сланцев или черных углесодержащих аргиллитов обычно ассоциируют с алгоманским типом железистой формации и встречаются в той части ее разреза, где вулканические породы содержатся в бóльшем количестве, чем граувакки. Значительная часть тонкого кластического материала в черных аргиллитах, возможно, образуется из туфа и вулканического пепла и скапливается во впадинах седиментационного бассейна. Обычно они содержат пирит и пирротин, а в некоторой части их встречается значительное количество свинца, цинка и меди. Черные аргиллиты этого типа тесно связаны с подошвой пластовых залежей сульфидов металлов и являются обычными вмещающими породами, в которых встречаются тонкополосчатые сульфидные пласты. Черные аргиллиты могут быть фацией железистой формации алгоманского типа. Они залегают в том же пласте, что окисные и карбонатные фации, и образуют отдельные пласты или горизонты, тесно связанные с более мощными пластами, сложенными другими фациями железистой формации.

Железистые формации алгоманского типа широко распространены в вулканогенно-осадочных поясах более древних участков Канадского щита, в районе Мичипикотен, близ оз. Киркланд, на руднике Мус Маунтин, на оз. Тимагами, в железорудной зоне Капико, севернее Какины, в районах оз. Ред-Лейк, Брус-Лейк и Св. Иосифа в Онтарио. Отложения ордовика встречаются близ Батурста в Северном Нью-Брансуике и в Северном Ньюфаундленде, а мезозойского возраста на о-ве Ванкувер.

Железисто-марганцевые формации алгоманского типа представляют особый интерес, но они встречаются редко по сравнению с пластами, богатыми железом; железисто-марганцевые формации образовались почти в тех же условиях, что и породы алгоманской железистой формации. Кремнисто-марганцевые осадки могут содержать много марганца в отличие от кремнистых отложений с незначительной величиной отношения марганца к железу. Они, по-видимому, сформированы процессами вулканической эманации и классифицируются как алгоманский тип.

Почти все железисто-кремнистые формации можно отнести к одному из двух указанных типов. Многие железистые формации и связанные с ними породы сильно метаморфизованы, и поэтому особенности их седиментации можно установить лишь по реликтам.

Интересная железистая формация развита на границе между Юконом и районом Макензи в северо-западной части Канады. Железистая формация р. Снейк представлена пачкой переслаивающихся яшм и голубого гематита мощностью более 150 *м*, которая залегает в основании формации Рапитан, содержащей грубослоистые и плохо отсортированные конгломераты мощностью 1500 *м*. Между рапитанскими конгломератами и вмещающими породами наблюдаются угловые несогласия. Они несогласно покрывают мощную серию доломитов, гипсов и сланцевых глин, углистых сланцев, известняков и кварцитов. Выше рапитанских конгломератов развиты темные глинистые сланцы и доломиты позднекембрийского возраста. Точный возраст рапитанской формации и подчиненной ей железистой формации до сих пор неизвестен.

Рапитанская формация сложена конгломератовыми алевролитами и глинистыми сланцами, алевролитами и илистыми сланцами: 10% составляют обломки от полууглова́тых до грубообломочных размером 1—5 *см* с отдельными валунами размером до 5 *м*. Крупные обломки состоят из карбонатов, основных изверженных пород, песчаников, кварцитов и глинистых сланцев (указаны в порядке уменьшения количественного их содержания). Краевые части рапитанской формации, несколько отдаленные от более мощной железистой формации, отличаются высоким содержанием грубообломочных вулканических пород и туфового материала.

Железистая формация содержит в среднем 46% железа; она сложена чередующимися слоями ярко-красных яшм и тонкозернистого темно-голубого гематитового материала. Слои яшм и гематита обычно хорошо различаются, но некоторые гематитовые слои имеют заметные круглые обособления красного, серого или желтого роговика размером 0,5—1 *см*, которые могут составлять до 20% гематитового слоя. Гранулярная и оолитовая структуры пород в данной железистой формации не проявлены. Обычные роговиковые слои и пласты имеют цвет от красного до каштанового и сложены очень тонкозернистым кластическим материалом, распределенным в роговиковой основной массе. Наблюдаются многочисленные тонкие линзы более грубого обломочного материала; они распространены по всей железистой формации. Тонкозернистый материал состоит из туфа; крупные обломки по составу сходны с галькой основных конгломератов. Два тонких, но непрерывно прослеживаемых пласта глинистого песчаника (один у подошвы, другой у кровли исследуемой железистой формации) использовались при детальной стратиграфической корреляции как маркирующие горизонты. Тонкие слои и пласты анкеритовых и доломитовых карбонатов переслаиваются в некоторых участках разреза с роговиками и гематитовыми слоями.

Рассматриваемая железистая формация слабо метаморфизована, первичные осадочные и диагенетические признаки отчетливы.

Признаки дифференциального уплотнения пород, оползневые и скользящие структуры, скопления внутриформационной брекчии, содержащие обломки железисто-кремнистой формации, размывные и насыпные текстуры, трещины напряжения и другие подобные явления можно наблюдать по всему разрезу железистой формации. Многие из грубообломочных пластов являются, по-видимому, продуктами грязевых потоков, которые покрывали пласты уже консолидировавшейся железистой формации, деформируя и разрушая подстилающие ее пласты; верхняя часть формации, покрывающая грязевые потоки, характеризуется ненарушенным горизонтальным напластованием гематито-роговиковых пород. В некоторых местах наблюдаются грязевые потоки, размывшие и прорезавшие каналы глубиной до 5 и шириной десятки метров. Крупные обломки железистой формации находились в материале грязевого потока во взвешенном состоянии, они наиболее многочисленны у стенок упомянутых каналов.

Предполагают, что некоторые из крупных изолированных валунов, найденных в железистой формации и вызвавших вспучивание или погружение подстилающих слоев роговика, были принесены ледником и отложены на полуконсолидированные осадки кремнисто-железистой формации. Большая часть этих валунов приурочена к редким пропласткам конгломератового и туфового материала. Автор считает, что этот материал является продуктом взрывного вулканизма, который наблюдался во время отложения железистой формации. Хотя никаких вулканических кратеров не обнаружено, но наличие туфовых слоев и вулканического материала в конгломерате железистой формации свидетельствует о вулканической активности во время отложения этих пород.

Описываемая железистая формация, породы которой характеризуются большой мощностью, но линзовидными формами залегания, прослеживается в ширину на 10 миль и простирается в длину более чем на 30 миль. Мощность ее уменьшается к востоку и западу; на севере она ограничивается плоскостью несогласия; ее протяженность на юг, где она уходит под породы более молодого возраста, не установлена. Маломощные пласты литологически сходной железистой формации, которые наблюдаются на отдельных изолированных участках на протяжении более 200 миль к северо-западу и на значительном расстоянии к юго-востоку, могут быть ее продолжением.

Рапитанская формация возникла в результате быстрого заполнения глубокого неправильного по форме депрессионного бассейна слоистым илистым (алевролитовым) и конгломератовым материалом. Химическое осаждение железа и кремнезема кремнисто-железистой формации происходи-

ло одновременно с образованием алевролитового конгломерата, и два типа седиментации — кластическая и химическая — наложились друг на друга.

Считается, что конгломераты и железистая формация отложились в широкой депрессии или бассейне на океаническом дне, а оползание и истечение неконсолидированных пород из трещин примыкающих разломов или со склонов бассейна было вызвано движением вдоль примыкающих разломов или вулканическими взрывами. Некоторые тонкозернистые кластические пласты с включением гематита представляют собой, по-видимому, туфовые или вулканические пепловые отложения, осадившиеся в мягком гематитовом иле.

Предполагается, что гематит и кремнезем переносились фумарольными водами и отлагались на морском дне вдоль разломной зоны (Гросс, 1965). Железистая формация на р. Снейк может быть продуктом процессов испарения — седиментации и, следовательно, находится в близком родстве с основной группой железистых формаций, классифицируемых как алгоманский тип. По происхождению железистые пласты р. Снейк аналогичны современным осадкам Красного моря (Джеймс, 1969).

Железистая формация р. Снейк свидетельствует о хемогенном осаждении большого количества железа и кремнезема в бассейне, который быстро заполняется конгломератами и илами; между источником и способом отложения этих двух типов осадков нет заметной генетической связи. Несомненна зависимость размещения различных фаций железистой формации от определенных фаз вулканической деятельности.

Породы мощной толщи хемогенных силикатных и железистых осадков типа железистой формации озера Верхнего отлагались в последовательности, обычной для осадков континентального шельфа. На многих подобных участках одновременно развивалась как вулканическая, так и седиментационная деятельность, причем отложение происходило вдоль внешнего края шельфовой зоны бассейна. Если предположить, что все осадочные породы образовались в результате глубокого химического выветривания материковых масс в особых условиях эрозии и седиментации, то вероятно, что существовал бы общий источник железа и кремнезема в железистой формации и кварцитах, в доломитах и аргиллитовых осадках. Однако геологические модели, основывающиеся на подобной концепции, не дают удовлетворительного объяснения происхождению железистой формации данного типа. Автор считает, что источник железа и кремнезема, вероятнее всего, находится в вулканическом поясе, а не в эродированной материковой массе. Это мнение основано на сравнении условий отложения алгоманской и верхнеозерской формаций.

Выявление характерных особенностей типов железистых формаций играет важную роль в оценке вновь открытых и уже разрабатываемых железорудных месторождений. Вероятно, одним из наиболее важных вопросов, относящихся к рассматриваемым типам железистой формации, является определение условий залегания связанных с ними залежей марганца, цветных металлов и золота.

Пластовые залежи сульфидов цветных металлов, образовавшиеся в той же геологической обстановке, что и алгоманский тип железистой формации, определяются как фациальные разновидности сульфидной фации железистой формации и так же, как и железистая формация, считаются эманационно-осадочными вулканическими образованиями. Не вызывает сомнения генетическая связь пластовых сульфидных залежей с сульфидными, карбонатными и окисными фациями железистой формации; установление этого факта открыло новые пути в разведке ценных минералов на Канадском щите. В настоящее время доказано, что карбонатные и некоторые сульфидные фации железистой формации алгоманского типа явились материнскими породами для золота и, вероятно, серебра, которые позже концентрировались в жилах и гнездах, связанных с породами данной железистой формации.

Химический состав и физические характеристики пластовых залежей сульфидов металлов в алгоманском типе железистой формации очень сходны с некоторыми современными отложениями Красного моря. Вероятно, что и залежи в алгоманской железистой формации и фации Красного моря являются продуктами глубинных магматических процессов, связанных с крупными разломами земной коры. Фумарольная деятельность и циркуляция вод приводили к растворению и переносу большого количества кремниевых и других металлических ионов. С одной стороны, в условиях накопления осадков алгоманского типа происходило интенсивное извержение вулканических пород одновременно с выбросом глубинных рудоносных растворов; с другой — в Красном море эти растворы выбрасывались из систем глубинных разломов, не сопровождаясь активным вулканизмом.

Многие основные докембрийские железистые формации мира залегают параллельно или почти параллельно границам континентов. Таковы железистые формации близ западного побережья Африканского континента, восточного побережья Южной Америки, а также Индии и Австралии. Они представляют собой докембрийские осадки, отложившиеся на территориях древних щитов, которые, возможно, тесно связаны или даже являются частью одних и тех же седиментационных бассейнов, приуроченных к тектоническим поясам, существовавших во время, предшествующее дрейфу континентов и расчленению основных докембрийских материковых масс.

Автор считает, что многие докембрийские железистые зоны и бассейны их отложения были тесно территориально связаны. Возможно, отложение железистых формаций происходило вдоль главных глубинных разломов и тектонических систем земного шара, которые существовали в докембрийских материковых массах и не обнаружены сейчас из-за дрейфа континентов. Обособление больших объемов железа и кремнезема и их перенос фумарольными водами по тектоническим зонам могли быть связаны с процессами извержения и вулканизма. Если это так, то мы можем указать основные причины того факта, что обширная группа рассматриваемых кремнистых осадков залегает в таких разнообразных условиях. Наличие мощных толщ железисто-кремнистых образований, приуроченных к континентальным шельфам, а также в вулканогенно-осадочном комплексе пород в эвгеосинклиналях или в мощных сериях конгломератов могут быть объяснены лишь при детальном изучении особенностей седиментации на обособленных территориях. Ответы на эти важнейшие вопросы, вероятнее всего, могут быть получены при исследовании особенностей тектонического режима и обусловленных им глубинных магматических процессов, которые, вероятно, определяют все отмеченные условия отложения железистой формации.

ЛИТЕРАТУРА

Goodwin A. M.— Geol. Soc. Amer., Bull., 1962, **73.**

Gross G. A.— Report of Activities: Field, 1964; Geol. Surv., Canada, 1965.

Gross G. A.— Geol. Surv., Canada, Economic Geology Report, 22, 1 — 1965, 2 — 1967, 3 — 1968.

James H. L.— Econ. Geol., 1954, **49.**

James H. L.— Data of Geochemistry, Sixth Edition, Chapter W., United States Geol. Surv., 1966.

James H. L.— Comparison between Red Sea Deposits and Older Ironstone and Iron Formation; Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, Springer-Verlag, New York Inv., 1969.

O'Rourke J. E.— Econ. Geol., 1961, **56.**

Sapozhnikov D. K.— In: Transactions, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy & Geochemistry, **89,** Academy of Sciences U. S. S. R., 1963.

Zelenov K. K.— Akad. Nauk SSSR, Duklady, 1959, **120.**

Zelenov K. K.— Survey of World Iron Ore Resources. United Nation, New York, **69,** II. C. 4, 1970.

Zelenov K. K.— Geol. Surv., Canada, Map 10 — 1963.

Coche L. Dastillon D., Deudon M. a. Emery P. Complements a l'etudo du bassin ferrifereo de Lorraine. Le Bassin de Landrea-Amermont: Centre documentation siderurgique, Paris, 1954.
Green J.— Geol. Soc. America Bull., 1953, **64**, 9.
Huber N. K.— Econ. Geology, 1959, **54**.
Irving R. D. a. Van Hise C. R.— U. S. Geol. Survey Mon., 1892, **19**.
James H. L.— Geol. Soc. America Bull., 1951, **62**.
Van Hise C. R. a. Bayley W. S.— U. S. Geol. Survey Mon., 1897, **28**.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ АРХЕЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

А. М. ГУДВИН
(Канада)

Железорудные формации широко распространены в архейских (возрастом свыше 2500 млн. лет) породах Канадского щита, особенно в его южной (провинция Сюпериор) и северной (провинция Черчилл) частях; ограниченно они развиты в северо-западной части щита (провинции Слейв и Беар). Мощность отдельных железорудных формаций архея невелика, но это компенсируется их широкой распространенностью.

Общие запасы железных руд в архейских железорудных формациях Канадского щита примерно равны 35 000 млн. *т* при среднем содержании железа 25—30%. Это составляет приблизительно 25% общих запасов железных руд Канады (Гросс, 1938).

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ РАЙОН ХЕЛЕН

Область Мичипикотен расположена на северо-восточном окончании района озера Верхнего в южной тектонической провинции Сюпериор Канадского щита (рис. 1). Породы подстилаются вулканическими и осадочными отложениями серии Мичипикотен и более молодыми, преимущественно

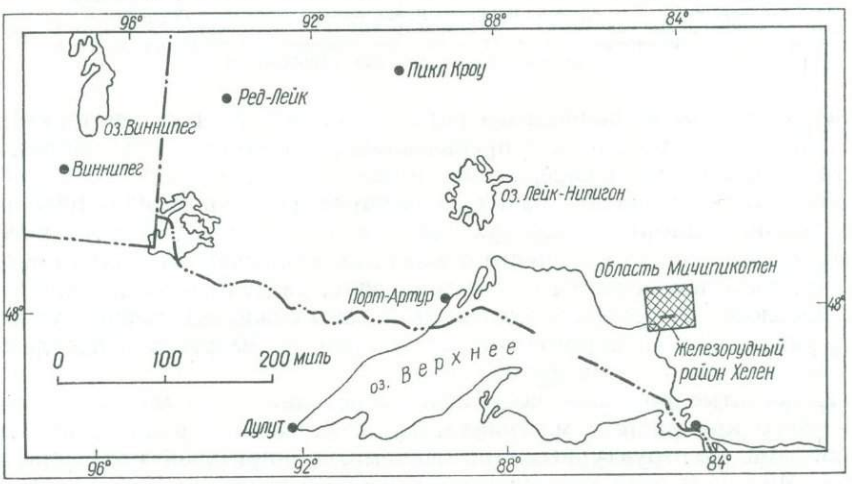


Рис. 1. Обзорная карта области Мичипикотен, включая железорудный район Хелен.

гранитоидными образованиями. В центральной части этой области, включающей железорудный район Хелен, темноцветные вулканические породы кверху постепенно переходят в фельзитовые пирокласты, которые перекрываются темноцветными «подушечными» лавами, перекрытыми осадочными образованиями Доре и еще более молодыми меланократовыми породами. Таким образом, железорудная формация Хелен — это часть мощной

разнородной вулканогенной толщи. Она занимает определенное стратиграфическое положение между фельзитовой и темноцветной вулканическими толщами, расположена на контакте между подстилающими ее риолитодацитовыми пирокластитами и вышележащими андезито-базальтовыми лавовыми покровами (рис. 2). По отношению к простирающимся на восток осям складок породы опрокинуты на север и круто падают на юг. Они погружаются на восток под углом 30—45°.

Железорудная формация Хелен включает три типа обычно связанных взаимопереходами фаций, которые залегают в четкой стратиграфической

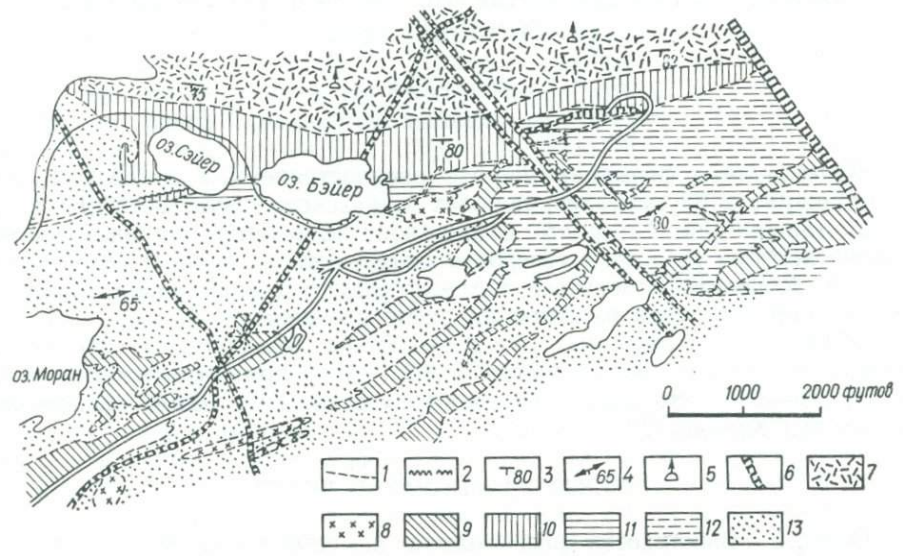


Рис. 2. Геологическая карта железорудного района Хелен с указанием скважин, керн которых подвергался геохимическому опробованию:

1 — геологические контакты; *2* — разломы; *3* — элементы залегания формации; *4* — ориентировка сланцеватости; *5* — кровля покрова подушечной лавы; *6* — диабазы; *7* — андезитовые покровы; *8* — кварцевые порфиры; *9* — метадиориты; *10* — полосчатая железистая формация; *11* — сидеритовые и пиритовые породы; *12* — главным образом дацитовые туфобрекчии; *13* — главным образом риолитовые туфобрекчии.

последовательности: полосчатый роговик, пиритовая и сидеритовая пачки (рис. 3). Кроме того, тонкие прерывистые роговиковые зоны наблюдаются внутри и в основании сидеритовых пачек.

Мощность основной пачки полосчатых роговиков 400—1000 футов. Она обычно состоит из чередующихся полос белого до серого роговика и светло-коричневого кремнистого сидерита. Полосчатость обычно неравномерная; часто наблюдается ее выклинивание, раздувы и раздвоение отдельных прослоев. Встречаются маломощные зоны сажистых, черных углистых, содержащих сульфиды роговиков мощностью до 30 футов и прослеживаемых на несколько сотен футов.

Полосчатые роговики постепенно переходят через маломощную зону зернистого кремнистого материала, представленного сравнительно грубозернистыми бесструктурными роговиками, к пиритовой или сульфидной пачке. Мощность этой прерывистой линзового строения толщи 50 футов возле озера Сэйер на западе (см. рис. 2) и менее 10 футов на востоке района. Эта пачка сложена пиритом с примесью пирротина, сидеритом, магнетитом и роговиком. У пирита обычно хорошо развита зернистая текстура, хотя местами его жилки и полосы характеризуются плотным массивным строением.

Пиритовая пачка книзу постепенно сменяется сидеритовой или карбонатной пачкой, которая образует выдержанное плитчатое тело мощностью до 100 футов в западной части района и до 350 футов и более в центре.

Она содержит несколько сотен миллионов тонн железной руды. Пачка сложена тонкозернистым сидеритом с примесью различного количества анкерита, кальцита, кварца, сульфидов, магнетита, хлорита и железистых силикатов. Сидерит имеет серую до коричневой и черной окраску и характеризуется плотным бесструктурным обликом. Размер отдельных зерен в поперечнике 0,003—0,07, в среднем 0,022 *мм*. В сидеритовой пачке есть отдельные участки, сложенные вулканическими туфами, а также тонкие, выдержанные пиритсодержащие сланцеватые образования.

В основании сидеритовой пачки обнаружен тонкий прерывистый пласт полосчатого роговика мощностью от 5—10 до 35 футов. Он согласно

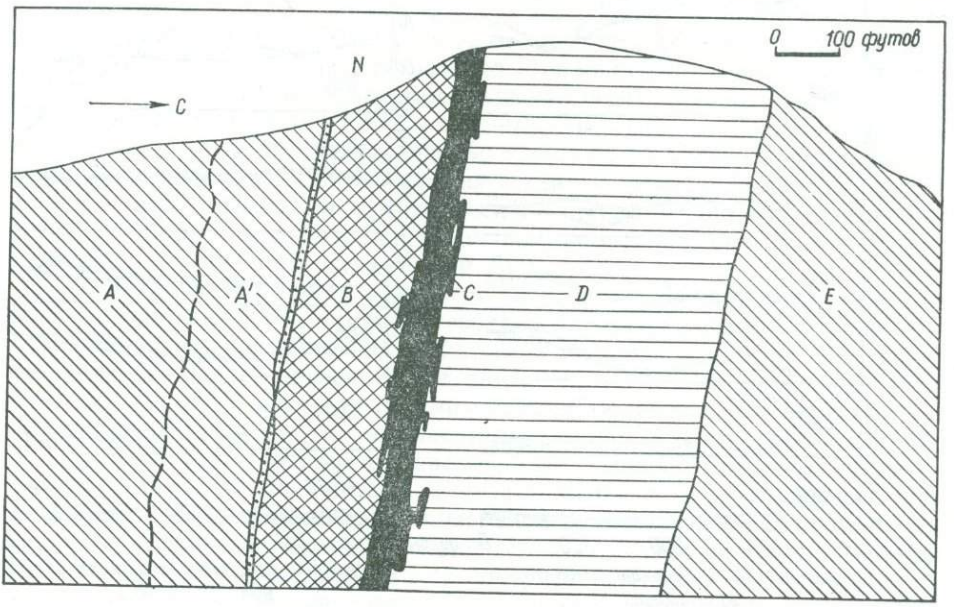


Рис. 3. Геологический разрез железорудной формации Хелен:
A — мало измененные кислые пирокласты; *A'* — интенсивно измененные кислые пирокласты; B — сидерит; *C* — пирит; D — полосчатые роговики; эффузивы (потоки) промежуточного состава.

424

залегает на подстилающей толще вулканогенных пород без видимых следов эрозии или деформации последних.

Подстилающий вулканогенный комплекс окрестностей железорудного района сложен весьма изменчивыми по составу риолито-дацитовыми туфами, потоками и брекчиями с участием значительных масс сильно карбонатизированных диоритов (метадиоритов) и небольшого количества интрузий кварцевых порфиров (см. рис. 2).

Подстилающий комплекс на расстоянии 3000 футов от района развития железорудной формации состоит из грубозернистых риолитовых пирокластов, располагающихся вблизи исходного кратера к западу от него и мелкозернистых дацитовых туфов и потоков — к востоку. Эти две главные эффузивные фации, связанные взаимными переходами через зону смешанных вулканических образований, погружаются в восточном направлении на глубину 3000 футов ниже поверхности земли.

В этом комплексе наблюдаются многочисленные крупные силлы и дайки метадиоритов с большим количеством кварцево-карбонатных прожилков. Вместе с интрузиями кварцевых порфиров они, вероятно, являются образованиями, сингенетичными экструзивным вулканитам. Комплекс имеет зональность как в площадном, так и вертикальном направлениях. Площадная зональность является функцией первичной зональности вулканического разреза, которая обусловлена сменой вещественного состава. Вертикальная зональность в вулканических породах — это функция

прогрессивного изменения их химизма. Изменения происходили тогда, когда вулканиты изливались на поверхность, а также во время всего периода отложения железорудной формации Хелен.

Ниже зоны максимального химического выветривания вулканогенных пород, на глубине примерно 150 футов, залегает самая нижняя, или сидеритовая, пачка железорудной формации Хелен (см. рис. 3). Зона максимального выветривания имеет выдержанную мощность, несмотря на локальные изменения состава вмещающих пород. Ниже зоны

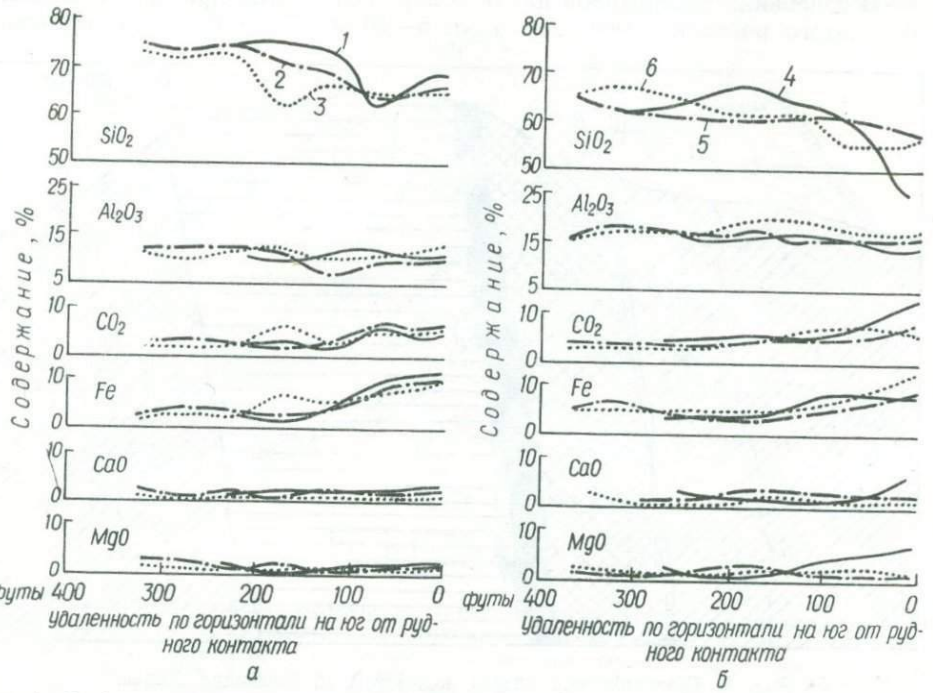


Рис. 4. Графики, иллюстрирующие направление процессов окисления в подстилающем вулканогенном комплексе:

а — риолитовые вулканиты; *б* — дацитовые вулканиты. *1—6* — номера серий проб.

максимального выветривания вулканические породы изменены на глубину до 3000 футов.

Химическая направленность изменения вмещающих пород везде одинакова, наблюдаются различия лишь в степени их изменения. На этом основании вулканогенный комплекс разделяется по вертикали на зону глубокого изменения (мощностью приблизительно 150 футов) и залегающую ниже слабо измененную зону (мощностью несколько тысяч футов).

Данные химических анализов 1375 проб показали, что из пород выносилось SiO_2, а привносились компоненты, слагающие карбонаты,— FeO, MgO, MnO и CO_2. Содержание Al_2O_3 в вулканических породах отдельных разрезов не изменялось независимо от степени их химического преобразования, что свидетельствует о значительном однообразии первичного состава вулканитов (Гудвин, 1964).

Зона окисления (рис. 4) захватывает подстилающие толщи риолитов и дацитов. Среднее содержание SiO_2 в риолитах (72,3%) и дацитах (59,8%) уменьшается вблизи рудной зоны (сидеритовой пачки), в 150 футах от нее составляя соответственно 64,1 и 58,4%, а содержание карбонатов пропорционально увеличивается (Гудвин, 1964).

Широко распространенное химическое преобразование вулканических пород до глубины нескольких тысяч футов, а также наличие мощной выдержанной зоны интенсивно преобразованных пород свидетельствует о том,

что химическое преобразование в горизонтально залегающих вулканических породах является функцией глубины. Данные химического изучения показывают, что эти преобразования не зависят от местных структурных особенностей, таких как разломы и трещины, а также от характера литофаций. Механизм преобразования, очевидно, связан с восходящей миграцией вулканогенных растворов в виде горячих источников, фумарол и аналогичных миграционных систем. Этим обусловлена их высокая проникающая способность, вызвавшая преобразование недавно отложившихся преимущественно фельзитовых пирокластов.

Теоретически вулканогенные растворы и газы проникали в толщу вулканических пород во время эксплозионной вулканической фазы. Вместе с грунтовыми водами они мигрировали вверх через свежие молодые фельзитовые пирокласты, переполненные стекловатыми пористыми обломками, через все доступные отверстия, включая поры, контакты между обломками, трещины, а также такими обычными путями, как жерла вулканов, трубки, трещины и другие каналы. Во время их восходящей миграции первичные бикарбонатно-сульфатные насыщенные водные растворы способствовали девитрификации вулканического стекла и преобразованию первичных силикатов в ассоциации вторичных минералов, что сопровождалось выносом растворенного избыточного SiO_2.

Высокое всестороннее давление в нижних горизонтах вулканического разреза усиливало химическое преобразование пород (зона среднего преобразования). В пределах 150 футов вверх по разрезу, однако, внутреннее давление постепенно превосходило давление, вызванное нагрузкой вышележащих пород. В результате химическое преобразование в верхней части мощностью 150 футов достигло максимума (зона глубокого преобразования).

Вулканогенные растворы, насыщенные первичными магматогенными компонентами — бикарбонатами железа и сульфидами — с примесью выщелоченного SiO_2, проникают в поверхностный водный бассейн (море или озеро). Последующее осаждение химических компонентов ведет к накоплению (по порядку отложения) пачек сидеритовой, пиритовой и полосчатых роговиков. Основными факторами в то время были: уменьшение давления на поверхность раздела порода — вода с потерей CO_2, что привело к быстрому отложению пластовых массивных сидеритов вблизи центров вулканических излияний; постепенное уменьшение температуры, что привело к замедленному отложению полосчатых роговиков выше сидеритовых образований. Промежуточное положение сульфидной пачки может свидетельствовать о сходных условиях температуры и давления, причем известное влияние оказывал биогенный фактор.

Таким образом, главные химические компоненты пород железорудной формации Хелен указывают на их прямую связь с продуктами вулканизма. Три фациальные разновидности образовались, очевидно, в результате изменения условий водной среды в период осаждения и литификации. Определенное количество SiO_2 в железорудной формации Хелен могло образоваться при выщелачивании его из подстилающих вулканитов (Гудвин, 1964). Принимая во внимание и стратиграфические взаимоотношения этих образований, можно сделать вывод о прямой генетической связи железорудной формации Хелен с архейской вулканической деятельностью.

БАССЕЙН МИЧИПИКОТЕН

В области Мичипикотен длиной 70 и шириной 30 миль наблюдаются меланократовые и фельзитовые вулканогенные породы, обломочные образования и породы полосчатой железорудной формации, включая формацию Хелен, а также молодые интрузии. Наиболее интересны распределение, природа и взаимоотношение суперкрустальных пород, особенно фельзитовых пирокластитов, обломочных пород и железорудной формации с первичным бассейном осадконакопления (Гудвин, Шкланка, 1967).

Породы области Мичипикотен собраны в сложно дислоцированные складки с осями восточного и северо-западного простирания. Это привело к образованию сложного складчатого сооружения, погружающегося как в продольном, так и в поперечном сечениях (рис. 5). Кроме того, породы разбиты многочисленными разломами северного простирания.

В результате деформации преобладает восточное простирание пород. Северные простирания соответствуют главному направлению конфигурации бассейна в «мичипикотенское» время. Широтный стратиграфический разрез

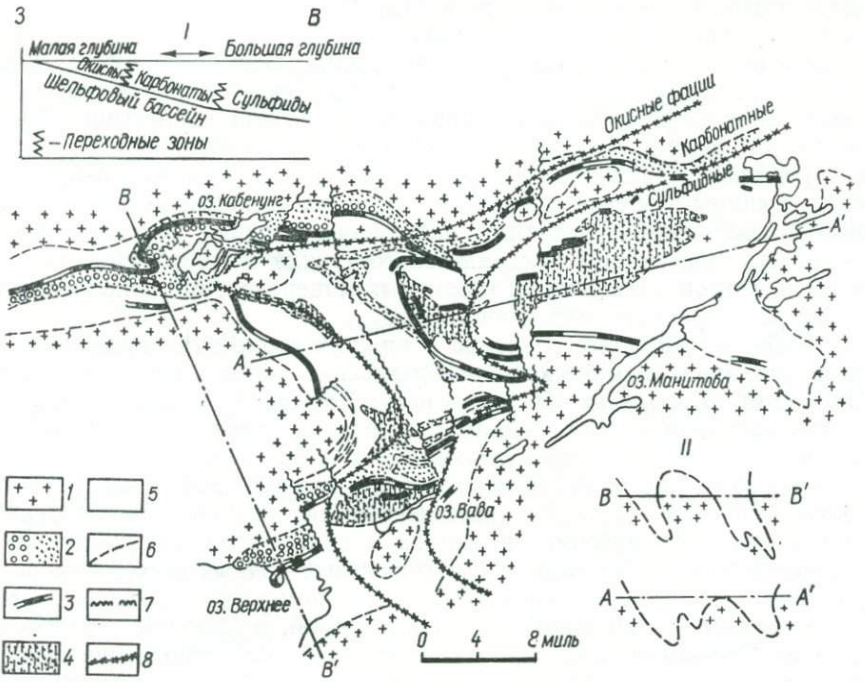


Рис. 5. Размещение железистых фаций в бассейне Мичипикотен:

1 — граниты; *2* — глубоководные осадки (левая часть) — конгломераты, граувакки, сланцы; *3* — железистая формация; *4* — фельзитовые вулканиты; *5* — мафические вулканиты; *6* — геологические границы; *7* — разломы; *8* — постепенные или ориентировочные границы железистых фаций. I — идеализированный разрез через бассейн Мичипикотен, иллюстрирующий взаимоотношения фаций по мере углубления; II — структурный разрез.

через область Мичипикотен перпендикулярно к главному направлению бассейна пересекает первичное направление простирания литофаций.

В разрезе Мичипикотен представлены вулканогенные и осадочные фации обычного эвгеосинклинального типа. В большинстве случаев преобладают линзовые формы залегания пород, а не взаимоотношения типа «слоеного пирога». Лишь отдельные типы отложений распространены на всей изученной территории; большинство же их развито ограниченно. Комплекс Мичипикотен включает определенные вулканогенные и осадочные фации (рис. 6). Самая нижняя его часть представлена пачкой меланократовых вулканических пород, которые распространены на всей территории. Эта пачка перекрывается на западе обломочными породами, которые в восточном направлении становятся все более тонкозернистыми, и на востоке — фельзитовыми вулканитами, выше которых залегают меланократовые вулканические породы. При продвижении на восток в железорудной формации наблюдается постепенный переход от осадочных образований до вулканогенных.

Толщи фельзитовых пород отмечаются на востоке района возле г. Годрео, в центре его — в районе городов Мегпи и южнее Вава. Фельзитовый разрез содержит разнообразные андезито-дацито-риолитовые пирокласты

и отложения лавовых потоков. Самые кислые разности, в частности риолиты, находятся в верхней части разреза. Наиболее крупные обломки пирокластитов, размер которых достигает 3 футов в диаметре, обычно приурочены к кровле толщи. Местами преобладают туфы и туфобрекчии, встречаются образования лавовых потоков андезито-дацитового состава. Характерной особенностью фельзитовых пирокластических пород является их карбонатизация.

Фельзитовые вулканогенные массы — это продукты интенсивной эксплозивной деятельности, которая способствовала быстрому образованию мощных, но неправильных залежей.

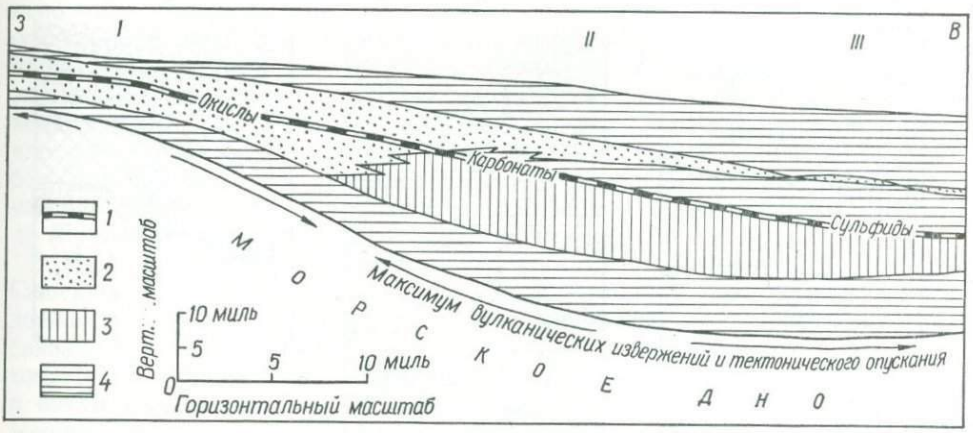


Рис. 6. Реконструированный разрез бассейна Мичипикотен в широтном направлении: I — разрез Кабенунг; II — разрез Хелен—Мегпи; III — разрез Годрео: *1* — железистая формация, *2* — глубоководные отложения, *3* — фельзитовые пирокластиты; *4* — мафические вулканиты.

Железорудная формация. Железорудные формации встречаются почти по всей области Мичипикотен. В центральной и восточной ее частях они залегают на вулканических породах на контакте фельзитовых образований с меланократовыми вулканитами. В западной части аналоги железорудной формации развиты в осадочных породах.

Железорудные формации Мичипикотен, ассоциирующие в центральной и восточной частях области с вулканическими породами, включают три пачки пород: полосчатых роговиков, сульфидную и карбонатную (рис. 7, разрезы Хелен и Годрео). Мощность пачки полосчатых роговиков обычно 100—200 футов, максимальная — 1000 футов — в районе Хелен (центральная часть области), на востоке она становится тоньше и выклинивается. Мощность сульфидной пачки 10—30, максимальная — 120 футов (в районе Годрео, в восточной части области). Подстилающая карбонатная пачка имеет линзовидный, прерывистый характер и состоит главным образом из железистых карбонатов с примесью пирита, магнетита, пирротина и силикатных минералов. Мощность карбонатной пачки менее 200 футов, максимальная — 350 футов — в железорудном районе Хелен, возле г. Вава. В центральной части области пачка сложена преимущественно сидеритом, но к востоку в ней возрастает содержание кальцита.

Железорудные формации Мичипикотен, ассоциирующие в западной части области с осадочными породами (см. рис. 7, разрез Кабенунг), включают мощную роговиковую толщу, сложенную тонко переслаивающимися роговиками, яшмами и гематитовыми роговиками. Мощность отдельных зон железорудных формаций, из которых две или три обычно находятся в одном и том же разрезе, от 50 до 250, иногда до 600 футов. Железорудная формация этого типа залегает внутри осадочной толщи, где обычно переслаивается с граувакками и сланцами.

Железистые фации области Мичипикотен замещают друг друга (см. рис. 5) с запада на восток. Окисная преобладает в западной части

области близ озера Кабенунг, карбонатная — в центральной части в районах Хелен и Мегпи, сульфидная — на востоке в районе Годрео. Изучение структурных взаимоотношений показало, что извилистые границы между фациями связаны главным образом с региональной складчатостью. Связанные с обломочными осадочными толщами окисные железистые фации в большинстве случаев совпадают с мелководными отложениями западной части, содержащими конгломераты, карбонатные железистые фации — с более глубоководными осадками центральной части, а сульфидные железистые фации, ассоциирующие с еще более глубоководными глинистыми осадками,

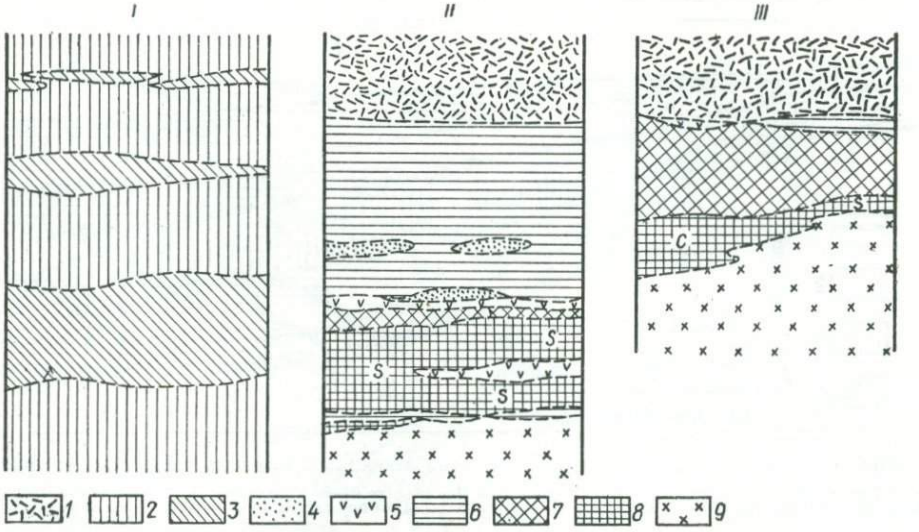


Рис. 7. Типичные разрезы окисных карбонатных и сульфидных фаций:

I — разрез Кабенунг (окисные фации); II — разрез Хелен (карбонатные фации); III — разрез Годрео (сульфидные фации). *1* — андезитовые потоки; *2* — сланце-граувакки; *3* — межпластовые магнетитовые роговики; *4* — графитовые роговики; *5* — зернистые роговики; *6* — полосчатые роговики; *7* — пирит; *8* — карбонаты (S — сидериты; C — известняки); *9* — риолит-дацитовые туфы; брекчии, потоки.

распространены в восточной части области. Эти взаимоотношения указывают на то, что особенности отложения железа и кремнезема определялись условиями среды осадконакопления. Основными факторами была глубина бассейна, а также переход от мелководной среды к окислительной обстановке в более глубоководных условиях на западе и к восстановительной среде — на востоке. Условия среды на западе способствовали интенсивному выпадению окислов железа — гематита и магнетита.

Если принять во внимание тектонический фактор и учесть элементы залегания эруптивов, станет ясно, что линия, простирающаяся на север через Вава и Мегпи, является одновременно западной границей распространения фельзитовых эруптивных масс. Эта линия в общем совпадает с границей окисной и карбонатной железистых фаций. Это обстоятельство, а также наличие в западной части мелководных обломочных фаций свидетельствует о том, что условия, характерные для отложений континентального склона, наклоненного на восток, господствовали на протяжении всего периода аккумуляции железа и кремния.

Железорудную формацию Мичипикотен можно отнести к вулканическим продуктам по следующим соображениям:

1) главные концентрации железа (сидерит и пирит) обнаружены в тех местах, где наиболее мощны толщи фельзитовых вулканитов, содержащие наибольшее количество железа вблизи вулканических очагов; 2) формирование железистой формации происходило достаточно быстро в конце эффузивного цикла, начавшегося образованием меланократовых пород и за-

вершившимся образованием фельзитовых вулканитов и 3) отложение железистой формации сопровождалось выщелачиванием кремнезема из отложившихся позднее фельзитовых пирокластитов.

Хотя железистая формация Мичипикотен вулканического происхождения и связана, таким образом, с определенными вулканическими центрами, однако большое влияние на ее формирование оказывали условия осадконакопления и особенности конфигурации бассейна, что привело к образованию типичных фаций шельфа; это же, по Г. Джеймсу, характерно для железистых осадков в мировом масштабе. Разнообразие железистых фаций Мичипикотен как в вертикальном, так и площадном направлении обусловлено отложением осадков различного состава, а также изменением среды осадконакопления. Следует отметить, что широко развитая окисная роговиковая фация железистой формации, которая наиболее типична для железистых формаций архея, приурочена к береговому склону бассейна, находящемуся на определенном расстоянии от вулканического центра. Следовательно, характер размещения окисных роговиковых фаций в пределах бассейна можно скорее использовать для определения контуров бассейна, чем для определения местоположения источников вулканического материала (Гудвин и Ридлер, 1970).

Наиболее крупные концентрации железа отмечаются в провинции Сюпериор (рис. 8, 9). По крайней мере 30 вулканических комплексов содержат породы железистой формации, подавляющее большинство которых связано с 34 выделенными центрами концентрации фельзитовых вулканитов. В провинции Чёрчилл породы железистой формации размещаются в шести горизонтах зеленокаменных пород. Большая часть железосодержащих горизонтов находится в районе Ранкин-Эннадай, западнее Гудзонова залива. В провинции Слейв наблюдаются лишь единичные небольшие железосодержащие горизонты.

Совершенно очевидно, что количество образований железистой формации выделенных в архее Канадского щита, прямо пропорционально количеству богатых эффузивами зеленокаменных толщ. В отдельных зеленокаменных толщах породы железистой формации обычно ассоциируют с фельзитовыми пирокластитами и связанными с ними осадочными породами.

Типичные ассоциации архейских железистых формаций иллюстрируются реконструированным разрезом древней земной коры (рис. 10). Согласно этой модели основными литофациями, прослеживаемыми по направлению от более стабильных участков первичной коры, являются: сиалический кратон, флишоидные фации и вулканогенные фации. Преимущественно орогенный тип как флишоидных, так и вулканогенных фаций указывает на то, что их накопление происходило в подвижных зонах, соответствующих областям с маломощной корой, каковыми могли бы быть краевые части или промежуточные (внутрикратонные) части выступающих сиалических щитов.

Первичные сиалические кратоны Канадского щита выделяются только по широко распространенным обломкам пород, характерных для образований сиаля. Это также дает возможность судить об истинной природе и степени устойчивости этих сиалических областей. Флишоидные фации, к которым относится обычно ассоциация кварцево-полевошпатовых сланцев Канадского щита, содержат обломочный материал, образовавшийся в результате интенсивного механического разрушения провинций сиаля и отложившийся по типу кластического флиша. Эти фации, характеризующиеся значительными мощностями (10 000—20 000 футов), литологически однообразны и стратиграфически устойчивы.

Флишоидные фации связаны постепенными переходами через различные субфации с основными архейскими вулканогенными фациями. Вулканогенные фации (заленокаменные) имеют большую мощность (приблизительно 30 000 футов). Они обычно включают базальты, андезиты, риолиты

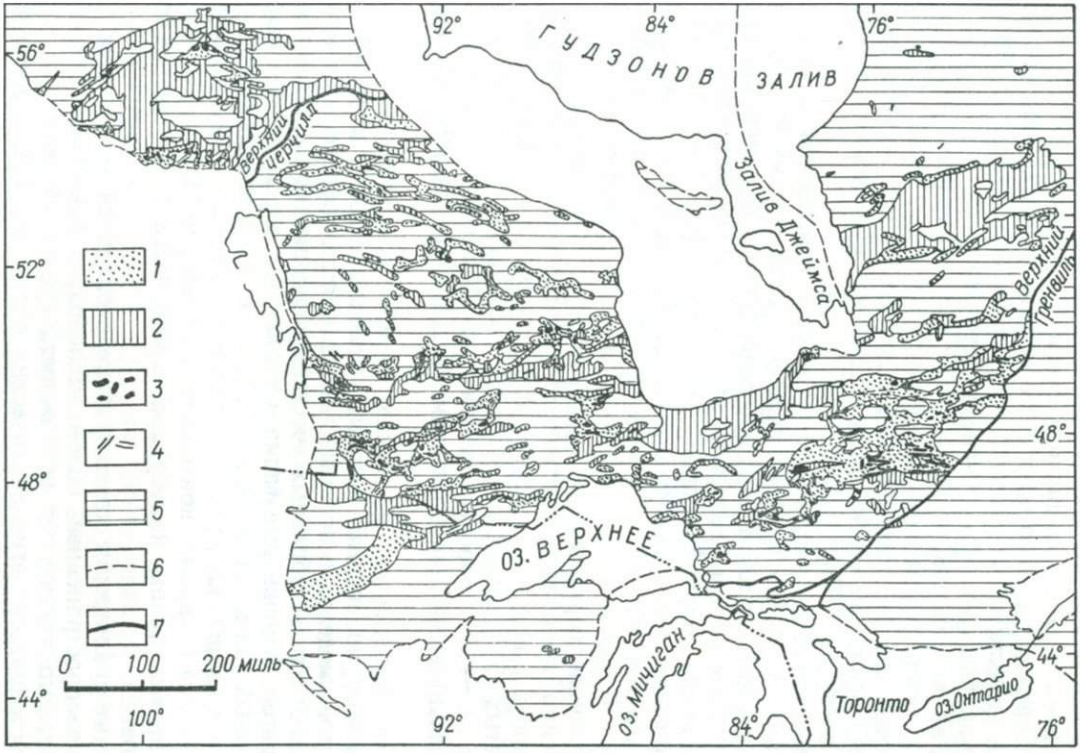


Рис. 8. Расположение архейской железистой формации в пределах южной части Канадского щита:
1 — архейские вулканические породы; *2* — архейские осадочные породы; *3* — архейские фельзитовые вулканические породы; *4* — архейская железистая формация; *5* — другие докембрийские породы; *6* — границы щита; *7* — тектонические границы.

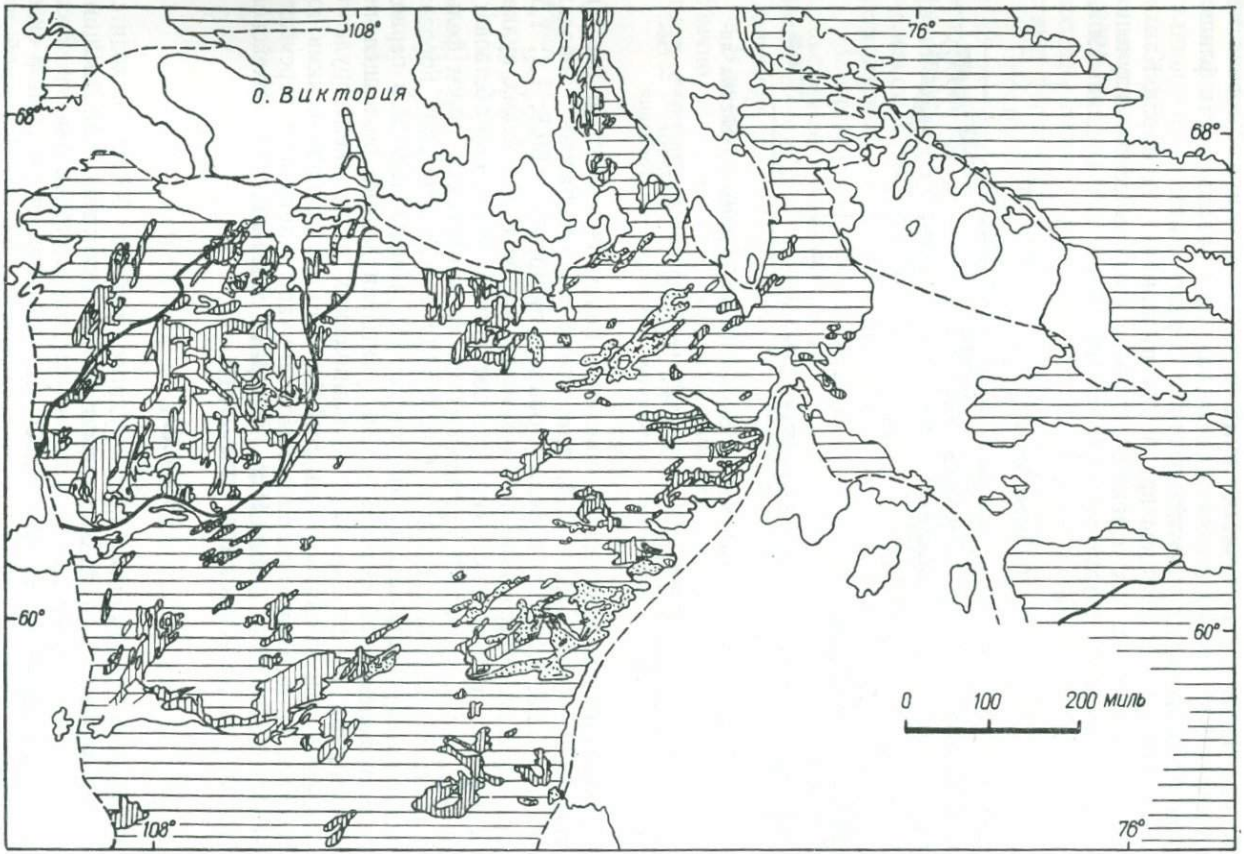


Рис. 9. Расположение архейской железистой формации в пределах северной части Канадского щита. Условные обозначения те же, что и на рис. 8.

и связанные с ними пирокластиты и хемогенные осадки (образования железистой формации) и многочисленные интрузии. Вероятен активный тектонический режим в процессе накопления пород. Большое количество пиллоулав свидетельствует о преимущественно подводной среде осадконакопления.

Породы железистой формации обычно приурочены к вулканогенным фациям (переходным субфациям), которые по составу являются пирокластитами и находятся в краевых частях вулканических залежей. Местами некоторые породы железистых формаций встречаются в краевой части флишоидных зон, примыкающих к вулканогенным образованиям.

Средние химические составы архейских вулканических пород Канадского щита определялись на основе детального геохимического изучения четырех далеко отстоящих друг от друга поясов (Барагар и Гудвин, 1969).

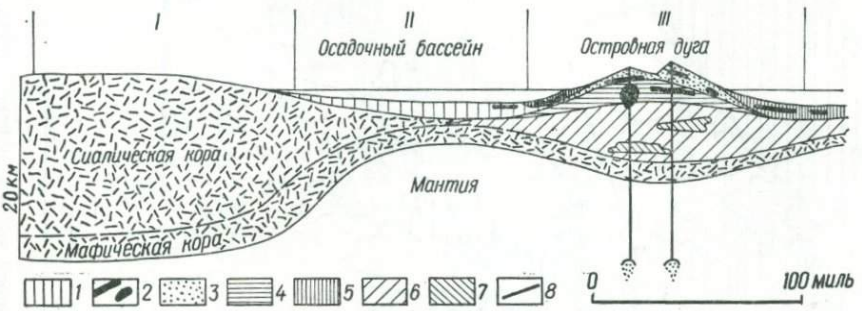


Рис. 10. Идеализированный разрез земной коры с изображением архейских литофаций:

I — щит; II — флишоидные фации; III — вулканогенные фации: *1* — граувакки, аргиллиты; *2* — гранодиориты; *3* — дациты, риолиты; *4* — андезиты; *5* — базальты; *6* — габбро, нориты и т. д.; *7* — кластические вулканиты; *8* — железистая формация.

Породы архейских вулканических поясов в целом содержат (в вес.%): SiO_2 — 53,9; CO_2 — 1,1; H_2O — 2,4; при этом в меланократовых породах соответственно 52,6; 1,2; 2,5; в фельзитовых вулканитах — 66,8; 1,1; 1,5.

Таким образом, содержание летучих компонентов в архейских вулканических породах значительное. Их было достаточно, чтобы способствовать интенсивному выщелачиванию кремнезема из вулканических пород фельзитового состава. Конечно, наличие CO_2 и H_2O в вулканических породах не дает основания предполагать, что кремнезем выщелачивался в период формирования железистой формации. Но, учитывая данные по выщелачиванию кремнезема из фельзитовых вулканических пород железорудного района Хелен и тесную связь железистой формации с вулканическими породами на всем щите, можно сделать вывод об участии летучих в перемещении значительной части кремнезема, который содержался в архейской железистой формации Канадского щита.

ВЫВОДЫ

1. Железистая формация железорудного района Хелен находится на контакте между риолито-дацитовыми пирокластитами, залегающими внизу, и перекрывающими их «подушечными» андезитовыми лавами. В состав железистой формации входят полосчатые роговики, пиритовые и сидеритовые пачки, характеризующиеся определенной стратиграфической позицией. Детальные геохимические исследования пород показали, что SiO_2 выщелачивалось из подстилающих фельзитовых вулканитов в количестве, соответствующем тому, которое содержится в породах вышележащей железистой формации.

Fe-компоненты из предположительно синхронных магматических образований привносились в нижележащие вулканические породы в количестве, прямо пропорциональном количеству SiO_2, которое выносилось. Отсюда

вытекает прямая генетическая связь железистой формации Хелен с вулканизмом.

2. Область Мичипикотен, куда входит железорудный район Хелен, сложена типичными для Канадского щита архейским вулканогенно-осадочным комплексом. Тектонический контроль распределения фельзитовых эруптивных центров, а также участие тектонического фактора в развитии бассейна является первопричиной наблюдаемого взаимоотношения вулканогенных и осадочных фаций. Железистая формация, которая имеет эксгаляционный генезис, является промежуточной между обломочными осадочными образованиями, развитыми на западе, и вулканическим комплексом на востоке. Железистая формация Мичипикотен включает окисную, карбонатную и сульфидную фации; наблюдается смена этих фаций в указанной последовательности при их прослеживании с запада на восток, что соответствует переходу от шельфа к более глубоким участкам бассейна.

Пространственное расположение этих железистых фаций совпадает с конфигурацией бассейна, существовавшего во время основного периода отложения железа и кремнезема. Распространение окисной железистой фации области Мичипикотен, которая представляет наиболее типичную железистую формацию Канадского щита, определяется расположением фельзитовых эруптивных центров.

3. Архейская железорудная формация Канадского щита тесно связана с поясами зеленокаменных эффузивных пород. В районах архейского щита, богатых вулканическими образованиями, например в южной провинции Сюпериор, широко развиты породы железорудной формации.

В пределах зеленокаменных поясов архейская железорудная формация обычно ассоциирует с фельзитовыми вулканическими породами и связанными с ними обломочными образованиями.

ЛИТЕРАТУРА

Baragar W. R. A. a. Goodwin A. M.— In: Proceeding of the Andesite Conference, Sc. Rept., **16**, 1969.
Davidson A.— Geol. Surv., Canada, Part A, 1969.
Goodwin A. M.— Geol. Soc. Amer., Bull., 1962, **73**.
Goodwin A. M.— Econ. Geol., 1964, **59**, 4.
Goodwin A. M.— Geol. Surv., Canada, 1968.
Goodwin A. M. a. Ridler R. H.— Geol. Surv., Canada, 1970.
Goodwin A. M. a. Shklanka R.— Can. J., Earth Sci., 1967, **4**.
GrossC. A.— Geol. Surv., Canada; Econ. Geology Rept., 1965, 22.
Gross G. A.— Northern Miner, 28 November, Annual Review Number, 1968.

ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИРОДА ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ КРИВОГО РОГА

А. И. ТУГАРИНОВ, И. А. БЕРГМАН, Л. К. ГАВРИЛОВА
(СССР)

Выбор Криворожского железорудного бассейна в качестве района исследований не случаен. Значительная мощность развитой здесь железистой формации (> 1000 *м*), выдержанность как формации в целом, так и слагающих ее пород, различная степень регионального метаморфизма пород, обилие горных выработок,— позволяет считать железистую формацию Кривого Рога наиболее благоприятной для изучения.

К железистой формации Кривого Рога относится комплекс метаморфизованных осадочных пород магнезиально-железистого и железистого состава. Она начинается тальковым горизонтом (Пономарев, 1964), затем переходит в ритмично построенную толщу из последовательно чередующихся сланцевых и железистых горизонтов; в центральной части Криворожского

бассейна (Саксаганский район), где железистая формация достигает своего наибольшего развития, в ней выделяется до семи ритмов. Мощность отдельных горизонтов изменяется в широких пределах, составляя в среднем десятки — первые сотни метров.

Распространенность пород в железистой формации Кривого Рога, по данным ее изучения в пяти разрезах (участок Скелеватский-Магнетитовый, участок Зеленовский, рудники Ингулец, Желтая Река и им. Фрунзе) такова (в отн. %):

Железистые роговики и джеспилиты	55
Магнезиально-железистые сланцы	19
Безрудные и малорудные роговики	13
Тальксодержащие породы	7
Углеродистые сланцы (карбонатно-алюмосиликатные)	3
Алюмосиликатные сланцы и роговики	2,5
Прочие	0,5

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Особенностью магнезиально-железистых и железистых пород является ритмичность их строения — чередование слоев кварцевого роговика (кварцита) со слоями, образующими последовательный, связанный взаимными переходами ряд: алюмосиликатные сланцы — магнезиально-железистые сланцы — железистые роговики.

Кварцево-роговиковые прослои являются неотъемлемым элементом всех пород, слагающих сланцевые и железистые горизонты. Различаются три группы пород по содержанию кварцево-роговиковых слоев (в об. %):

Сланцы	20—40
Железистые роговики и джеспилиты	40—60
Безрудные и малорудные роговики	60—80

Между этими группами пород наблюдаются все типы взаимных переходов. Кварцево-роговиковые прослои чередуются как со сланцевыми, так и с рудными прослоями в любых количественных соотношениях. Следовательно, кварцево-роговиковые прослои по отношению к сланцево-рудным прослоям являются в известной степени независимой составляющей — формационной особенностью, а не особенностью, связанной с конкретным составом тех или иных пород.

Двойственность железистой формации состоит в том, что, с одной стороны, в разрезах железистой формации безрудные и малорудные роговики часто занимают переходное от сланцев к железистым роговикам положение, как бы отражая тем самым их фациальное положение на фациальном профиле формации (к пелагиали): сланцы → безрудные и малорудные роговики → железистые роговики; с другой — такое положение безрудных и малорудных роговиков находится в противоречии с единством сланцево-рудных прослоев, связанных взаимными переходами. Это кажущееся противоречие является следствием того, что в рамках одной формации находятся отложения двух фациальных рядов. Один фациальный ряд представлен кварцево-роговиковыми прослоями, второй — сланцево-рудными; алюмосиликатные сланцы и железистые роговики являются двумя крайними подэлементами ритма, на которые разделяются отложения второго ряда.

ФАЦИАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

При определении фациального положения железистой формации Кривого Рога во внимание приняты следующие наблюдения: железистая формация во времени сменяет нижнюю терригенную формацию, ее наиболее тонкие фракции; в нижней терригенной формации улавливаются только «корни» железистой формации: куммингтонитовые сланцы, реликты желези-

стых карбонатов в филлитах и некоторые другие, менее четкие признаки; в самой железистой формации нет грубообломочных осадков; выдержанный характер слагающих ее пород; высокая степень дифференциации вещества; распределение глинозема в породах и т. д. Все эти черты косвенно свидетельствуют о фациальном смещении образований железистой формации в пелагическую область.

В палеокайнозойских формациях по фациальному положению железистым осадкам соответствуют некоторые типы карбонатных отложений (пелитоморфные известняки).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

Магнезиально-железистые сланцы — железистые роговики, включая джеспилиты, слагаются одними и теми же минералами, но в разных количественных соотношениях: магнезиально-железистыми карбонатами, магнетитом, куммингтонитом (грюнеритом), хлоритом, гранатом, стильпномеланом, гематитом и биотитом.

В Саксаганском районе рудным минералом, иногда основным, в магнезиально-железистых породах являются карбонаты: сидерит-сидероплезит (=пистомезит). По данным количественно-минеральных подсчетов, в породах железистой формации на руднике им. Фрунзе содержание магнезиально-железистых карбонатов составляет 20—40% * на мощность более 800 *м*. Такое же содержание этой группы минералов (25—45%)* получено в результате пересчетов химических анализов пород по четырем горизонтам на участках Скелеватский-Магнетитовый и Новокриворожский.

Таким образом, вне зоны окисления на участках с низкой степенью регионального метаморфизма магнезиально-железистые карбонаты действительно широко распространены в железистой формации Кривого Рога.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ, ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Структурные взаимоотношения не отражают эволюцию минерального состава пород (Бетехтин, 1951), но их изучение — необходимая предпосылка для выделения разновозрастных минеральных парагенезисов и анализа парагенетических соотношений минералов.

Характерна эволюция структурных взаимоотношений минералов в процессе регионального метаморфизма: в одних случаях утрачиваются пространственные и генетические связи (сидерит — магнетит, сидерит — куммингтонит), в других — возникают реакционные отношения, не имеющие генетического значения (гранат — куммингтонит, куммингтонит — магнетит). Противоречивые точки зрения на образование магнетита, куммингтонита и других минералов тем и объясняются, что исследователи изучают породы, в которых структурные взаимоотношения «застыли» в различные моменты их эволюции.

Принимая во внимание характер структурных взаимоотношений между минералами, мы выделяем следующие типичные парагенезисы второй температурной ступени регионального метаморфизма: в магнезиально-железистых породах — куммингтонит + магнетит, в магнезиально-железистых породах с пелитовым веществом — гранат + куммингтонит, в переходных по составу породах — гранат + куммингтонит + магнетит. Переход на вторую ступень прогрессивного метаморфизма сопровождался появлением пород с различным количественным соотношением минералов обеих ступеней: сидерит + магнетит, сидерит + куммингтонит, сидерит +

* В пересчете на сланцево-рудные прослои.

+ куммингтонит + магнетит и т. д. Породы более высоких температурных ступеней регионального метаморфизма распространены локально.

Сидерит — единственный минерал, не замещающий другие железистые минералы. В свою очередь он замещается куммингтонитом, магнетитом, хлоритом, стильпномеланом и др. Именно поэтому строгой пропорциональности в содержании сидерита с каждым из перечисленных минералов не наблюдается; в биминеральных породах (сидерит-магнетитовых и т. д.) обратно пропорциональная зависимость часто нарушается в результате вытеснения сидерита кварцем.

Сидерит и магнетит — главные рудные минералы железистой формации Кривого Рога вне зоны окисления на тех ее участках, где наблюдается низкая степень прогрессивного метаморфизма (рудник им. Фрунзе и пр.).

В железистых породах, там где железистых силикатов и кварца нет или они содержатся в незначительном количестве, сидерит и магнетит пространственно и генетически тесно связаны. Магнетит замещает сидерит, образуя наиболее характерные типы структурных замещений: вкрапленный, вкрапленный порфиробластический, вкрапленно-послойный, послойный и интерстиционный. Иногда сидерит замещается только магнетитом или кварцем и магнетитом почти одновременно, или кварцем и магнетитом в разное время (поздний кварц вытесняет сидерит, который не заместился магнетитом), или только кварцем.

С увеличением содержания кварца магнетит отделяется от сидерита (и в основном за счет сидерита), и ранее существовавшая пространственная и генетическая связь между ними утрачивается.

Гематит * в парагенезисе с хлоритом и (или) стильпномеланом характеризуют регрессивную стадию регионального метаморфизма.

Кристаллизацией биотита завершаются минералообразующие процессы в породах железистой формации. Нам представляется, что его развитие явилось следствием наложенной региональной мигматизации, охватившей в посткриворожское время территорию непосредственно к западу от Криворожской структурно-фациальной зоны.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Согласно Ю. П. Мельнику (1964), который рассматривал условия образования магнетита из сидерита и гематита с термодинамических позиций, предположение об образовании по крайней мере части магнетита магнезиально-железистых пород за счет сидерита при окислении его водой в процессе метаморфизма вполне возможно. Выше температуры 400° С сидерит может устойчиво существовать только при очень высоких давлениях (свыше 5000 *атм*) или при незначительном парциальном давлении воды. Как замещение магнетита сидеритом, так и переход гематита в магнетит маловероятны. Гематит в условиях низко- и среднетемпературного метаморфизма следует считать устойчивым минералом.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВТОРОСТЕПЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ РОГОВИКАХ И ДЖЕСПИЛИТАХ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

В тектоническом аспекте закономерности распределения второстепенных элементов изучал Н. М. Страхов (1947). По Страхову, наибольшей концентрацией и наибольшим разнообразием малых элементов отличаются руды, возникшие в областях только что завершенной складчатости. Наименьшее накопление и наименьшее разнообразие малых элементов харак-

* Вне зоны окисления рудных и трещинных зон количество гематита достигает 5%, редко больше.

терно для руд геосинклинальных областей. Руды платформенных областей занимают промежуточное положение.

С иных позиций к интерпретации распределения второстепенных элементов подошли А. Д. Архангельский и Е. В. Копченова (1934). Они установили, что химический состав железных руд зависит от условий их образования. Руды кислородной среды содержат значительно больше примесей (фосфора, мышьяка, ванадия, никеля, кобальта, хрома и др.), чем сидериты и другие руды восстановительной среды.

Еще в 1935 г. они писали: «Руды КМА поражают малым количеством примесей. Наибольшее сходство в химическом отношении руды и железистые кварциты КМА имеют с рудами Бакала, Комарово-Зигазинских месторождений и с юрскими сидеритами. Нам кажется, мы едва ли сделаем ошибку, приняв, что первичной рудой наших докембрийских кварцитов был сидерит».

Сравнивая эти наблюдения, можно прийти к выводу, что основным фактором, контролирующим распределение малых элементов, является физико-химическая среда образования руд, а их тектоническое положение отходит на второй план.

Но железные руды и распределение в них второстепенных элементов нельзя рассматривать в отрыве от процесса осадконакопления в целом. Закономерностям распределения второстепенных элементов в осадочных породах и их концентрации посвящены работы В. М. Гольдшмидта, К. Б. Краускопфа, В. В. Щербины и др.

Как отмечает В. В. Щербина (1956), наиболее богаты в качественном отношении глинистые осадки, менее богаты — окисно-железистые, еще беднее — марганцевые осадки типа пиролюзит — вода, заметно беднее карбонаты и, наконец, соли щелочных металлов, получающиеся испарением из рассолов. Накопление элементов Щербина связывает с селективной сорбцией коллоидными соединениями алюминия, железа и марганца; с образованием труднорастворимых соединений типа молибдатов или арсенатов окисного железа и др.

Анализ распределения характерных второстепенных элементов в железистой формации Кривого Рога и железистых формациях сходного тектонического положения и возраста, сравнение их с распределением этой группы элементов в железных рудах кислородной и бескислородной сред, а также с кларками второстепенных элементов в осадочных породах и их содержанием в различных по составу карбонатах позволяют сделать некоторые выводы.

1. В железистых роговиках и джеспилитах железистой формации Кривого Рога (КМА и др.) элементы, имеющие тенденцию к накоплению сорбционным путем или путем образования труднорастворимых соединений типа арсенатов или молибдатов окисного железа, находятся в количествах ниже их кларков, причем многие элементы на полпорядка или даже на порядок меньше (ванадий, хром, никель, кобальт).

2. По характеру распределения этой группы элементов железистые роговики и джеспилиты различного минерального состава и различной степени метаморфизма принципиально не отличаются, и их содержание в пробах из различных разрезов взаимно перекрывается.

3. По содержанию второстепенных элементов железистые роговики и джеспилиты Кривого Рога (и КМА) резко отличаются от морских железных руд кислородной зоны (P, As, V и т. д.) и, наоборот, имеют много общего с карбонатными породами Восточно-Европейской платформы, Волго-Уральской и Эмбинской областей и Северного Кавказа.

В первичном осадке железо находилось в такой форме, в какой не могли проявиться ни сорбция, ни образование труднорастворимых соединений. Такой формой могли быть только карбонатные соединения.

Малая вероятность стопроцентной редукции окислов железа, фациальное положение железистых осадков, соответствующее хемогенным карбонатам

а не окислам железа, масштабы явления, отсутствие типичных конкреционных форм, особенности состава магнезиально-железистых карбонатов, среди которых встречаются пистомезиты,— указывает на хемогенную, а не диагенетическую природу железистых карбонатов и, следовательно, на образование железистых роговиков и джеспилитов в процессе метаморфизма именно хемогенных карбонатов.

Железистая формация Кривого Рога является двучленной флишоидной формацией, состоящей из двух элементов ритма: кварцево-роговиковых и сланцево-рудных прослоев, причем второй элемент ритма дифференцируется на два подэлемента ритма — пелиты и железистые карбонаты. Первым соответствуют алюмосиликатные сланцы, вторым — железистые роговики; магнезиально-железистые сланцы занимают промежуточное положение, соответствующее магнезиально-железистым мергелям.

Хемогенное происхождение магнезиально-железистых карбонатов железистой формации Кривого Рога подтверждается находками магнезиально-железистых карбонатов в гальках конгломератов (молассовая формация, по Каляеву, 1965); в нижнем протерозое преобладали восстановительные условия.

Движущим фактором в эволюции железорудного процесса в истории Земли был прогрессирующий рост содержания кислорода.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Копченова Е. В.— БМОИП, 1934, отд. геологии, 2, **12.**

Архангельский А. Д., Копченова Е. В.— В кн.: К познанию химического состава железных руд СССР. Труды научно-исследовательского института геологии и минералогии, **2,** 1935.

Баранов В. И. и др.— Геохимия, 1956, 3.

Геология Криворожских железорудных месторождений, **1,** 2. Изд-во АН УССР, К., 1962.

Бетехин А. Г.— ЗВМО, 1951, 2.

Виноградов А. П.— Геохимия, 1962, 7.

Герасимова Е. Т. и др.— ДАН СССР, 1969, **184,** 6.

Глаголев А. А.— Метаморфизм докембрийских пород КМА. «Наука», М., 1966.

Горлицкий Б. А.— Геол. журн. АН УССР, 1962, **22,** 2.

Илларионов А. А.— Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. «Наука», М., 1965.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.

Катченков С. М.— В кн.: Труды Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочн. института, 143. Гостоптехиздат, М., 1959.

Краускопф К. Б.— В кн.: Геохимия литогенеза. ИЛ, М., 1963.

Литвиненко А. У. Литология и полезные ископаемые, 1964, 4.

Мельник Ю. И.— В кн.: Геология рудных месторождений, **6,** 5, 1964.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.

Плаксенко Н. А., Коваль И. К.— В кн.: Литология и полезные ископаемые, 1, 1967.

Пономарев М. С.— Сов. геология, 1964, 7.

Резников А. А., Нечаева А. А.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, 18.

Ронов А. Б.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис, 4. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Старик И. Е., Старик Ф. Е., Аполлонова А. Н.— ЖНХ, 1958, 3, 1.

Страхов Н. М.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 73. геол. сер., 22, 1947.

Тарханов А. В.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.

Щербина В. В.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2—3. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Л. И. ФИЛАТОВА
(СССР)

В стратиграфическом разрезе докембрия Центрального Казахстана выделяются три серии, содержащие горизонты железистых кварцитов. Они залегают выше кристаллических сланцев и принадлежат к нижней части толщи, метаморфизованной в фации зеленых сланцев. Две из серий, содержащих железистые кварциты, отнесены к раннему протерозою, третья — к среднему протерозою. Наиболее мощны эти толщи в западной части Центрального Казахстана — в Улутау, где разрез метаморфических толщ докембрия наиболее полон и служит опорным для Центрального Казахстана (Зайцев, Филатова и др., 1965; Филатова, 1970). Аналоги их известны и в других местах Центрального Казахстана.

Самые древние железистые кварциты относятся к аралбайской серии, распространенной в Улутау. Эта вулканогенно-осадочная серия с большим несогласием залегает на бектурганской серии кристаллических сланцев. В ней преобладают порфироиды дацитового, альбитофирового, кератофирового состава, преимущественно туфогенной природы — от литокластических, кристаллокластических до пепловых туфов. Порфироиды сочетаются с серицито-хлорито-альбитовыми сланцами — микрозернистыми и реликтовой псаммитовой структуры, представляющими собой метаморфизованные туффиты, смешанные туфогенно-терригенные образования, переходящие в осадочные породы — филлиты, иногда графитистые. Разрез серии изменяется по простиранию от существенно вулканического в Северном Улутау до вулканогенно-осадочного в Южном Улутау.

Вулканогенно-осадочные образования и вулканиты дацито-кератофирового состава сопровождаются порфиритоидами и зелеными сланцами, метаморфизованными вулканитами базальтового состава. По литологическому признаку вулканогенно-осадочные толщи аралбайской серии делятся на три свиты, каждая из которых образована зелеными сланцами и порфиритоидами внизу и порфироидами дацитофирового состава, различными альбитовыми сланцами и филлитами — вверху. Общая мощность аралбайской серии 6800 *м*. Мощности свит (соответственно снизу вверх) 2700, 1000 и 1800 *м*.

Железистые кварциты в аралбайской серии образуют маломощные (не более 1,5 *м*) линзовидные горизонты, ассоциирующие в разрезе с зелеными сланцами и порфиритоидами. Это типичные джеспилиты — микрокварциты с гематитом, реже магнетитом, с содержанием этих минералов до 35%, но обычно слабо рудные. Иногда в железистых кварцитах встречается щелочной амфибол.

Роль порфиритоидов и зеленых сланцев возрастает от нижней свиты к верхней, одновременно увеличивается количество и мощность горизонтов железистых кварцитов.

Стратиграфически выше в разрезе докембрия Улутау согласно с аралбайской серией залегает карсакпайская железорудная серия. Она простирается на 200 *км* в Южном Улутау и на 100 *км* в Северном Улутау, слагает Карсакпайский синклинорий и западное крыло Улутауского антиклинория. Согласно данным Ю. А. Зайцева и С. Б. Розанова по Южному Улутау и нашим по Северному, карсакпайская железорудная серия имеет грубо ритмичное строение. В непрерывном мощном (4000 *м*) разрезе карсакпайской серии Южного Улутау установлено четыре крупных ритма, выделяемых как свиты. Нижнюю часть каждой из них слагают зеленые сланцы и порфиритоиды — метаморфизованные вулканиты базальтового состава,

а в верхней части — пачки филлитов, серицито-кварцевых сланцев, обычно микрозернистых, иногда бластоалевритовой, еще реже бластопсаммитовой структуры. В верхней половине разреза появляются андезитовые разности, липарито-дацитовые порфироиды.

В осадочных пачках, обычно в их нижних частях, а также непосредственно среди порфиритоидов залегают железистые кварциты. Мощность двух нижних свит 800 и 1500 и 1100 *м* — верхних.

Железистые кварциты, по данным С. Б. Розанова, образуют в Южном Улутау девять горизонтов, выдержанных по простиранию Карсакпайского синклинория на 200 *км*. Они представляют собой джеспилиты, преимущественно гематитовые, а также магнетито-гематитовые, изменяющие состав по простиранию горизонтов, микрозернистые, микрогранобластовые, тонкополосчатые, изредка оолитовой структуры. Содержание рудных минералов 30—75%. Наиболее богата железом вторая снизу по разрезу болбраунская свита, к которой приурочено несколько месторождений (Узбеков, 1960).

Аналоги карсакпайской серии с типичным ритмично построенным разрезом, в котором сочетаются пачки зеленых сланцев и порфиритоидов с пачками филлитов, содержащих горизонты железистых кварцитов, встречаются в Бетпак-Дале на юго-востоке Центрального Казахстана в районе Жоан-Тобе и северо-восточнее гор Домбралы-Тау. В первом из этих районов собственно железистые кварциты изучали Н. А. Беркалиев и А. С. Крючков. По А. А. Недовизину, породы карсакпайской серии встречаются на северо-востоке Центрального Казахстана в горах Чингиз. Отдельные части карсакпайской серии с горизонтом железистых кварцитов обнаружены на западе Кокчетавского массива и известны как иманбурлукская свита, описанная Е. Д. Шлыгиным и О. М. Розеном. Иманбурлукской свите, по схеме О. М. Розена, предшествует ефимовская свита (серия) — вероятный аналог аралбайской серии со значительным количеством первично-осадочных пород и без железистых кварцитов.

Аралбайская и карсакпайская серии образуют соответственно тесно связанные последовательные формации: базальто-альбитофиро-дацитовую (кератофировую), слабо железорудную и спилитовую джеспилитоносную. Базальтовые вулканиты, количество которых увеличивается вверх по разрезу аралбайской серии, более широко развиты в карсакпайской серии.

Эти формации, по-видимому, образовались на ранней стадии развития геосинклинали при непрерывном длительном погружении геосинклинального прогиба и нарастающей интенсивности базальтового вулканизма, с которым связано железонакопление (Половинкина, 1949, Филатова, 1962, Розанов, Филатова, 1967).

Третья серия метаморфических сланцев, содержащая железистые кварциты в Улутау, называется майтюбинской. Майтюбинскую серию слагают липаритовые порфироиды, существенно кварцевые сланцы и кварциты, а на отдельных уровнях конгломераты. Она состоит из шести свит, разделенных перерывами и несогласиями. Нередко в связи с несогласиями из разреза выпадает несколько толщ, поэтому при суммарной мощности серии 9000 *м*, реальная мощность в конкретных разрезах составляет 5000—6000 *м*. Майтюбинская серия в Улутау непосредственно не контактирует с отложениями карсакпайской серии. Она слагает вместе с подстилающей ее жийдинской серией кварцевых сланцев первично-обломочной структуры и порфироидов (мощность 6000 *м*) Майтюбинский антиклинорий, расположенный к западу от Карсакпайского синклинория и сочлененный с ним системой разрывных нарушений. Отложения Майтюбинской серии отделяются от пород жийдинской серии перерывом, во время которого размывались породы жийдинской серии и рвущие их граниты жаункарского комплекса. Размыву предшествовало формирование коры выветривания.

Майтюбинская серия вместе с жийдинской рассматривается как порфироидная липаритовая формация. Она образовалась, судя по составу и особенностям строения, в поздние стадии геосинклинального развития,

в существенно иной тектонической обстановке по сравнению со временем накопления аралбайской и карсакпайской серий: в тектонических движениях стало заметно преобладать поднятие, а основной вулканизм уступил место кислым липаритовым вулканическим проявлениям.

Типичные для майтюбинской серии железистые кварциты известны в трех свитах.

В наиболее железорудной колдыбайшокинской свите, приуроченной к средней части серии, исключительно терригенной по первичной природе, есть два горизонта магнетито-гематитовых кварцитов мощностью 10 и 30 *м*. Железистым кварцитам сопутствуют железистые сланцы, в которых, кроме кварца, встречаются хлорит и серицит. Содержание железа, по данным М. Р. Узбекова (1960), достигает 60%. Железистые кварциты чередуются с хлорито- и серицито-кварцевыми сланцами и залегают в 30—200 *м* от основания свиты. Эти породы подстилаются конгломератами с разнообразной галькой, местами валунами, частью экзотическими, гранитными.

Менее распространены железистые кварциты в двух других свитах — жиландысайской и татпенской. В каждой из них железистые кварциты образуют по одному горизонту мощностью до 1 *м*. В жиландысайской свите они залегают среди порфироидов в верхней части свиты, а в татпенской, также порфироидной свите, приурочены к самому основанию разреза. Железистые кварциты в обоих случаях сочетаются с безрудными кварцитами реликтовой псаммитовой структуры, замещаются ими по простиранию, при этом в жиландысайской свите мощность возрастает до 15 *м*.

Железистые кварциты майтюбинской серии очень своеобразны. В отличие от аралбайско-карсакпайского типа они состоят из реликтового обломочного кварцевого материала, а иногда и железистого вещества. Часть железистых кварцитов колдыбайшокинской свиты имеет оолитовое строение, причем зародышем оолитов нередко служат обломочные зерна кварца. В отличие от железистых кварцитов карсакпайской серии эти кварциты обычно менее рудные, хотя среди них чаще встречаются магнетитовые разности. Вместе с железистыми минералами в этих кварцитах нередко содержится графитистое вещество.

Железистые кварциты майтюбинской серии являются осадочными образованиями. Их формирование тесно связано с накоплением терригенных толщ. Судя по мономинеральному кварцевому составу обломочного материала как самих кварцитов, так и вмещающих пород, по хорошей окатанности обломочного кварца, осадконакопление происходило в обстановке относительно тектонического покоя, в паузы, разделявшие интервалы времени с высокой тектонической активностью и сильным проявлением кислого вулканизма. Концентрации железа, вероятно, способствовали перерывы в осадконакоплении; когда возникали континентальные условия, шло корообразование.

Аналогичный майтюбинскому осадочный тип железистых кварцитов с первично-обломочным кварцевым материалом известен в других районах Казахстана. К востоку от Улутау, на Сарысу-Тенизском водоразделе в Кирейском антиклинории, распространена опарская свита серицито-биотито-кварцевых сланцев и кварцитов. Изредка кварциты слабо рудные, графито-железистые, частично сохранившие первично-обломочную структуру. Эта свита вместе с подстилающей порфироидной каракопинской свитой входит в единую серию — стратиграфический аналог майтюбинской серии Улутау, отличаясь от последней меньшим количеством порфироидов. Общая мощность серии около 4000 *м*, из них на опарскую свиту приходится 2800 *м*.

К майтюбинскому типу пород относятся, по-видимому, железистые, графито-железистые кварциты, частично с обломочной структурой, залегающие среди серицито-биотито-кварцевых сланцев и филлитов на юго-востоке Казахстана, в Бетпак-Дале, на причуйских склонах. По наблюдениям Ю. А. Зайцева и нашим, эти толщи в разрезе докембрия Бетпак-Далы

залегают выше аналогов карсакпайской серии. Они являются стратиграфическими аналогами толщ Майтюбинского антиклинория Улутау. Наметившееся к востоку от Улутау, на Сарысу-Тенизском водоразделе в Кирейском антиклинории, изменение майтюбинской серии — увеличение роли первично-терригенных серицито-биотито-кварцевых сланцев, замещение ими порфироидов — в Бетпак-Дале проявилось более полно. Изменение состава рассмотренных толщ от существенно порфироидных в собственно майтюбинском разрезе к существенно терригенным в Кирейском антиклинории и чисто терригенным в Бетпак-Дале не отражается ни на содержании железа, ни на характере железистых кварцитов. Это подтверждает их генетическую связь с первично-терригенными породами. Железистые кварциты этих толщ имеют хемогенно-осадочную природу железистого вещества, являющегося продуктом выветривания более древних толщ, и терригенную обломочную природу кварца (Розанов, Филатова, 1967).

Таким образом, в Казахстане известны два типа железистых кварцитов, которые обособляются стратиграфически и формационно. Один из них характерен для аралбайской и карсакпайской серий нижнего протерозоя, представляющих собой базальто-альбитофиро-дацитовую (кератофировую) и спилитовую формации, этот тип генетически связан с основным вулканизмом. Железистые кварциты являются хемогенными образованиями, сопутствующими вулканизму.

Запасы железа, связанные с этим типом железистых кварцитов, огромны и практическое значение их несомненно.

Второй тип железистых кварцитов наблюдается в более молодой, но также докембрийской майтюбинской серии и ее аналогах, в разрезах которых сочетаются метаморфизованные липаритовые порфиры и терригенные существенно кварцевые толщи. Эти железистые кварциты генетически связаны с первично-терригенными образованиями, имеют осадочную природу железа, мобилизованного из более древних толщ процессами химического выветривания. В связи с существенно магнетитовым составом железистые кварциты имеют практический интерес, а осадочная природа пород дает основание полагать выдержанность по простиранию, вероятность значительных запасов.

ЛИТЕРАТУРА

Зайцев Ю. А. и др.— БМОИП, отд. геол., 1965, 10, 6.

Половинкина Ю. И.— В кн.: Полезные ископаемые, 4. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.

Узбеков М. Р.— В кн.: Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Филатова Л. И.— Вестн. Московск. ун-та, 1970, геология, 2.

ТИПЫ И ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ АВСТРАЛИИ

А. Ф. ТРЕНДАЛЛ
(Австралия)

Краткий обзор докембрийских полосчатых железистых формаций Западной Австралии, а также связанных с ними минералов приведен в работах К. Майлса (1953) и У. Маклеода (1965). Они расчленяются по географическому положению, условиям залегания, литологическому составу, возрасту. По этим признакам выделяют шесть типов железистых формаций (см. рисунок): 1) Йилгарнского и Пилбарского блоков в штате Западная Австралия; 2) Хамерсли в штате Западная Австралия (группа Хамерсли); 3) Клив Метаморфикс в штате Южная Австралия (железистые формации этого района лучше всего изучены в хребте Миддлбэк); 4) Ямпи Саунд

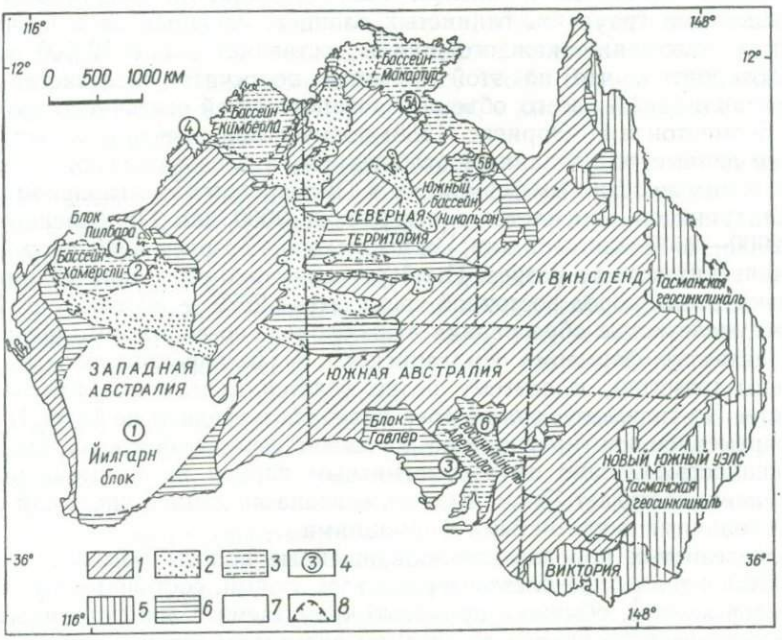
в штате Западная Австралия (гематитовые образования); 5) Роупер Бар и Констанс Рейндж в штатах Северная Территория и Квинсленд; 6) Холоуилена и Брэмер в штате Южная Австралия.

В этой классификации не учтены лишь некоторые незначительные по масштабам распространения высокометаморфизованные железистые формации, возраст и условия залегания которых еще не ясны.

Железистые формации Йилгарнского и Пилбарского блоков наблюдаются среди наиболее древних пород Австралийского континента (возраст 2,400 млн. лет).

Площадь Пилбарского блока 47 000 км². На севере он омывается водами Индийского океана, на юге — ограничен угловым несогласием от залегающей выше группы Маунт Брюс; восточное очертание блока изучено плохо.

Йилгарнский блок занимает примерно 63 000 км². На западе он оконтурен крупным сбросом Дарлинг Фолт, на северо-западе, юге и юго-востоке —



Геологическая карта Австралии:

1 — палеозойские и более молодые платформенные покровы; *2* — докембрийские осадочные бассейны, в которых железистые формации не развиты; *3* — докембрийские осадочные бассейны, в которых наблюдаются железистые формации; *4* — месторождения железистых формаций, упоминаемых в тексте; *5* — палеозойские геоксиклинальные отложения и граниты; *6* — постархейские докембрийские изверженные и метаморфические породы; *7* — области архейских пород; *8* — главные несогласия докембрия.

более молодыми метаморфическими породами. Неясно, являются ли последние вновь метаморфизированными частями блока или это покровные, более поздние образования. В северо-западной части блока наблюдается угловое несогласие с более молодыми породами группы Бенджемолл, тогда как восточная граница соответствует угловому несогласию с мезозойскими породами района Офисер.

По геологическому строению блоки напоминают архейские «ядра» других континентов. Для них характерны пояса сжатых складчатых сооружений, сложенных метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, которые окружают обширные территории, занятые гранитами. Граниты часто образуют обширные купола. Хотя граниты в региональном масштабе и кажутся базальными по отношению к прилегающим к ним метаморфическим толщам, для них обычны несогласные контакты. Вблизи гранитов наблюдаются проявления термального метаморфизма, но, за

исключением юго-западной части Йилгарнского блока, степень метаморфизма пород обычно невелика.

Стратифицированные осадочные и вулканические породы, образующие в плане полосы, которые по традиции называют «зеленокаменными поясами», занимают почти четверть площади обоих блоков. На большей части восточной половины Йилгарнского блока эти пояса имеют отчетливое север — северо-западное простирание. Полосчатые железистые формации залегают в осадочных разрезах большинства этих поясов, но конкретные условия их залегания, как и стратиграфическое положение, не ясны. А. Уильямс, изучив участок Кернелпи (30—31°10′ ю. ш., 121°30′—123° 00′ в. д.), связывал образование железистой формации с периодом тектонического покоя между последовательными циклами осадконакопления, начинающимися мощной вулканической (экструзивной и интрузивной) деятельностью с некоторым промежуточным осадкоотложением и оканчивающимся отложением кислых лав, брекчий, агломератов и туфов с пропластками граувакк, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность отложений каждого цикла составляет около 12 000 *м*. Однако маловероятно, что на этой площади полосчатая железистая формация составляла 1% всего объема связанного с ней осадочного материала.

В. Компстон и П. Эрриенс (1968) подытожили имеющиеся геохронологические данные по указанным отложениям, а следовательно, и по включенным в них железистым формациям в Пилбарском и Йилгарнском блоках. Возраст гранитов изменяется примерно от 3000 для Пилбарского блока и до 2900—2600 млн. лет для Йилгарнского. Возраст некоторых кислых вулканических пород в разрезе Пилбарского блока, вероятно, 3000 млн. лет, а вулканических пород восточной части его — 2670 ± 30 млн. лет. Все полосчатые железистые образования этих блоков, по-видимому, древнее.

Железистые формации Йилгарнского и Пилбарского блоков сильно нарушены (измяты), и поэтому редко удается правильно определить их мощность. По-видимому, она не превышает 65, в среднем не более 10 *м*.

Современное картирование не позволяет точно оценить их площадную протяженность. Однако по аэромагнитным картам их протяженность по простиранию достигает 75 *км*. Неясно, связана ли данная аномалия с одной или несколькими железистыми формациями.

В железистых породах светлоокрашенные полосы роговика («черта») чередуются с темными железосодержащими слоями, состоящими в основном из окислов железа, обычно с примесью кремнезема. Слои роговика состоят из кристаллического кварца со средним диаметром зерен около 20—30 *мк*, но в более метаморфизованных участках кварцевая мозаика может иметь зерна диаметром более 1 *мм*. Наиболее распространенный окисел железа магнетит, особенно в свежих штуфах. К. Майлс (1941) предположил, что магнетит является единственным первичным окислом железа. Гематит (обычно мартит) лишь изредка встречается вместе с магнетитом. Гетит всегда вторичный. В областях слабого метаморфизма эти породы состоят почти целиком из этих двух минералов, силикат и карбонат появляются уже при более высоком региональном метаморфизме пород (Бакстер, 1965). Средняя мощность полос «черта» и железосодержащего материала, вероятно, около 5 *мм*. Поскольку обычное содержание железа около 30%, подразумевается, что среднее содержание кремнезема в железосодержащих полосах составляет около 15%.

Группа Хамерсли является одной из трех групп, составляющих толщу Маунт Брюс; она согласно подстилается группой Фортескью, а под ней залегают с местным перерывом породы группы Уилу. Все три группы отложились последовательно в овальном бассейне (бассейн Хамерсли) длиной около 500 и шириной 250 *км*, вытянутом в запад — северо-западном направлении.

Бассейн Хамерсли развивался при постоянном оседании южной части Пилбарского блока и первоначально, возможно, простирался по всей пло-

щади его современных выходов. Однако современное распространение остальной части пород толщи Маунт Брюс ограничивается (см. рисунок) с юга и востока отложениями, несогласно залегающими на более молодой докембрийской группе Бенджемолл, на севере же эродированные их обнажения переходят на Пилбарский блок, а с запада они перекрываются мезозойскими осадками бассейна Карнарвон. В северной части выходов пород толщи Маунт Брюс породы групп Фортескью и Хамерсли падают на юг под углом несколько градусов; они слабо метаморфизованы; на центральном участке складки открыты и углы падения пород незначительны, по южной границе наблюдается интенсивная складчатость пород всех трех групп.

Полосчатые железистые формации бассейна Хамерсли в основном относятся к группе Хамерсли. Их мощность около 1145 *м*, что составляет более 40% общей мощности группы (2500 *м*). Они образуют пять основных стратиграфических толщ. При самой завышенной оценке первоначального общего объема толщи Маунт Брюс железистые образования группы Хамерсли составляют не менее 7% всего материала, отложившегося в бассейне.

В бассейне Хамерсли осадконакопление началось примерно 2200—2250 млн. лет назад (Компстон и Эрриенс, 1968). Возраст вулканических пород группы Хамерсли 2000 $\pm$ 100 млн. лет, а кислых изверженных пород группы Уилу — 2020 $\pm$ 165 млн. лет.

По последним данным, группа Хамерсли занимает площадь около 85 000 *км*^{2}; в пределах изученных стратиграфических уровней рудные слои толщиной менее 1 *мм* могут непрерывно прослеживаться по всей обнаженной площади (Трендалл и Блокли, 1969). Первоначальная непрерывность (сплошность) таких тонких слоев вероятна для всей площади бассейна, составляющей 100 000 *км*^{2}; данная степень площадной корреляции возможна на любом избранном стратиграфическом уровне внутри железистых формаций группы Хамерсли, т. е. по всему их разрезу мощностью 1000 *м* (при общей мощности группы 2500 *м*).

Литологию железистых формаций группы Хамерсли детально описали А. Трендалл и Дж. Блокли (1969). Подобно более древним железистым формациям Пилбарского и Йилгарнского блоков — это типично полосчатые породы со слоями «черта», перемежающимися с железосодержащими слоями роговикового цемента («черт-мэтрикс»).

Рассматривая все составляющие ее толщи как стратиграфическую группу, можно считать, что они отличаются от более древней железистой формации следующим: 1) мощность полос «черта», как правило, большая; средняя их мощность в одной изученной части разреза 7,9 *мм*, часть полос (12%) имеет гораздо большую мощность (свыше 30 *мм*); 2) большая часть мезополос «черта» характеризуется тонкой внутренней полосчатостью (микрополосчатостью), определяемой железосодержащими минералами, так что «черт» здесь содержит значительно меньше железа; 3) карбонатные минералы, главными из которых являются анкерит, сидерит и высокомагнезиальные «сидериты», а второстепенными — доломит и кальцит,— важные составляющие железистой формации; 4) во многих местах разреза наблюдается внутренняя ритмичность в распределении типов «черта»; 5) встречается «первичный» магнетит и гематит, которые обычно сосуществуют; 6) количество листоватых силикатов (стильпномелана, миннесотаита, рибекита) значительно, однако распределяются они спорадически.

Между пятью основными толщами железистой формации группы Хамерсли наблюдаются характерные и устойчивые различия в цикличности, количестве и распределении рибекита, в составе листоватых силикатов и в распределении слоев глинистого сланца.

Железистые формации Клив Метаморфикс развиты на Гаулерском блоке (см. рисунок). Западные участки блока сложены в основном гранитами, гнейсами и мигматитами. В восточной части залегают также железистые образования и другие метаморфизованные отложения, включая кварциты, слюдяные сланцы и амфиболиты. К. Майлс (1955)

относит эти породы к группе Миддлбэк, а большинство гранитных и гнейсовых пород — к подстилающему гнейсовому комплексу.

В настоящее время установлено (Паркин, 1969), что граниты и гнейсы залегают также над породами группы Миддлбэк и что железистые формации группы Миддлбэк расположены в основании толщи, которая вместе с подстилающими гнейсами называется Клив Метаморфикс.

В разрезе, описанном Л. Паркином (1969), наблюдается две пачки железистой формации: нижняя мощностью 300 *м* и верхняя около 150 *м*, разделяемые тонкими пластами сланцев. Примерно на 9000 *м* выше этих полос по разрезу залегают и другие железистые образования мощностью 50 *м*, так что железистая формация составляет около 5% осадков, залегающих выше пород группы Миддлбэк.

Здесь наблюдаются сжатые складки с осевыми плоскостями, круто падающими на восток; складки эти субмеридиональные, но на северном и южном участках они поворачивают соответственно на северо-запад и юго-запад. Г. Уиттен (1966) сопоставлял железистые формации группы Миддлбэк с железистыми породами, образующими небольшие залежи в северной части Гаулерского блока (включая джеспилиты Уилджена-Хилл) и в метаморфических породах пра-Аделаидской геосинклинали.

Возраст гнейсовых гранулитов гнейсового комплекса южной части Гаулерского блока 1780 ± 120, гранитов, расположенных севернее — 1550 ± 70 и 1590 ± 30 млн. лет (Компстон и Эрриенс, 1968). Очевидно, возраст гранулитов соответствует времени отложения железистых формаций группы Миддлбэк.

Г. Уиттен (1966) показал, что первоначальная площадь отложения железистых формаций (Клив Метаморфикс) была равна площади распространения железистых формаций группы Хамерсли. Однако нет доказательств, что породы железистых формаций имеют широкое площадное распространение.

Железистые формации группы Миддлбэк описали К. Майлс (1955) и А. Эдвардс (1955), которые относят их к полосчатым гематитовым кварцитам. Это типичные полосчатые породы, которые сложены в основном кварцем и окислами железа, местами с реликтами силикатов. Окварцевание силикатов и карбонатов не развито. Ширина полос изменяется от микроскопической до 1 *см*, а содержание железа в породе в целом составляет 24—34% (Оуэн, Уайт, Хэд, 1965).

Эти породы на глубине имеют более разнообразный минеральный состав. Преобладающим окислом железа является магнетит; обычны амфиболы, не содержащие алюминия, такие как грюнерит, куммингтонит, актинолит и тремолит, и карбонатные минералы (за исключением сидерита). К акцессорным минералам относятся апатит, который содержится в небольшом количестве, но наблюдается постоянно и главным образом на плоскостях напластования, а также второстепенные пирит и пирротин, которые могут быть переотложенными.

Высокая степень метаморфизма этих полосчатых железистых формаций затрудняет их литологическое сопоставление с другими породами. Вероятно, наименее измененными являются джеспилиты Уилджена-Хилл, описанные Г. Уиттеном (1968). Это тонкополосчатая порода, содержащая 25% гематита, 75% кварца и небольшое количество магнетита. Уиттен считает, что по крайней мере часть гематита является первичной.

Гематитсодержащие осадки района Ямпи Саунд образовались в бассейне Кимберли. Это сравнительно стабильный седиментационный бассейн в крайней северной части штата Западная Австралия, ограниченный с юго-запада и юго-востока поясами более древних метаморфических пород, от которых отложения бассейна отделяет стратиграфическое несогласие. В бассейне последовательно отложились три осадочные группы пород — Спивах, Кимберли и Бастион — суммарной мощностью примерно 3000—5000 *м*. Наиболее распространенной породой яв-

ляется песчаник; встречаются также алевролиты, конгломераты, вулканические породы и карбонатные породы.

В самой верхней части разреза пород группы Кимберли залегает песчаник Пентикост мощностью около 1000 *м*. Ему подчинены развитые лишь местами гематитовые конгломераты, песчаники, кварциты и сланцы (алевролиты). В районе Ямпи Саунд отложения, содержащие более 60% гематита, ритмично переслаиваются с нормальными кластическими осадками. Общая мощность железосодержащего осадка около 200 *м*, что составляет 4—7% общей мощности осадков.

Отложение пород началось около 1820 млн. лет назад и, по-видимому, происходило сравнительно быстро, поскольку возраст глинистых сланцев 1790 ± 60 млн. лет. Таким образом, время отложения гематитовых осадков около 1800 млн. лет. Осадки Ямпи Саунд, очевидно, характеризуются заметной железистостью на площади не более нескольких десятков квадратных километров.

Эти породы описали Ф. Кеневэн и А. Эдвардс (1938). Гематит встречается в кластических осадках — кварцитах, песчаниках, конгломератах и глинистых сланцах. Гематитовые песчаники и кварциты обычно обособлены в отдельные пласты. Следы струйчатости (рябь), косая слоистость и тонкоритмическая слоистость развиты в них так же, как и в нормальных песчаниках.

В глинистых породах гематит стремится занять структурное положение серицита в переслаивающихся обедненных железом алевролитах. Встречается конгломерат, в котором кварцевые гальки диаметром 5—15 *см* цементируются гематитом; реже гальки сами состоят из гематита.

Таким образом, эти осадки очень похожи на нормальные кластические породы; они содержат гематит, который местами представлен либо кластическими зернами, либо их цементом.

Железняки Роупер Бар и Констанс Рейндж распространены в провинции Карпентария. На этой территории отложилась мощная толща неметаморфизованных докембрийских пород. Наибольший центральный бассейн осадконакопления называется Макартур; к нему с юго-востока примыкает меньший бассейн Южный Никольсон (см. рисунок); а третий бассейн Узел расположен севернее. В бассейне Макартур последовательно отложились четыре осадочные свиты общей мощностью около 12 000 *м*. Мощность самой верхней из них (группы Роупер) 1800—4500 *м*; эта свита сложена в основном алевролитами и глинистыми сланцами с характерными включениями песчаника.

В кровле пород группы Роупер залегают тонкие пласты оолитового железняка, относимые к железнякам горизонта Шервин формации Мак-Минн подгруппы Мэйуок (см. рисунок, *3*). Выход на поверхность этих железняков описали М. Рендел (1963), П. Данн (1963), К. Пламб и А. Пейн (1964), которые определяют максимальную его мощность примерно 20 *м*, т. е. менее 0,5% общей мощности осадков бассейна.

В бассейне Южный Никольсон группе Роупер, по И. Мак-Дугеллу и др. (1965), соответствует группа Южный Никольсон мощностью около 5,800 *м*; она сложена алевролитами и песчаниками. Внутри формации Маллера в этой группе (Картер, Брукс и Уэлкер, 1961) насчитывается до 10 железистых пластов мощностью до 12 *м* каждый при общей мощности около 90 *м*. Дж. Хармс (1965) выделяет его в обособленную железняковую формацию Трейн Рейндж. И. Мак-Дугелл и др. (1965) считают, что минимальный возраст отложения группы Роупер составляет 1390 ± 20 млн. лет. Возраст гранитов фундамента бассейна 1800 ± 50 млн. лет.

По-видимому, первоначальная максимальная площадь отложения железняков Роупер Бар и Констанс Рейндж составляла около 10 000 *км*^{2}; эти сведения малодостоверны, поскольку площади, не имеющие экономического значения, детально не исследуются. На обоих участках богатые железом пласты плохо выдержаны по простиранию.

Литологию оолитовых железняков подытожили Ф. Кеневэн (1965) и Дж. Хармс (1965).

Относительно железистых пород района Констанс Рейндж Дж. Хармс (1965) отмечает следующее: «Эти железняки состоят из оолитов охристого или тонкокристаллического гематита, сидерита и (или) шамозита, а зерна кремнезема находятся в цементе, состоящем из сидерита, гематита, небольшого количества микрокристаллического кварца и карбоната».

Минерал, отнесенный к шамозиту, точно не распознан; он похож на шамозит, гриналит или глауконит и может включать все эти минералы. Оолиты изменяются в диаметре от 0,2 до 3 *мм*; последовательные их слои могут быть сложены из различных минералов железа. В микролитовой массе сидерит часто образует кристаллы до нескольких сантиметров в поперечнике, заключающие оолиты и кварцевые зерна в структуру «фонтенбло».

В породах Роупер Бар (Кеневэн, 1965) «неокисленная руда содержит зерна кварца в сидеритовом цементе с оолитами красного, охристого гематита, а иногда шамозита... Пласт железняка, образующий подошву залежи, состоит из тесно упакованных оолитов красного охристого гематита до 3 *мм* в диаметре. Зерна обломочного кварца встречаются в цементе и также образуют ядра некоторых оолитов».

Среднее содержание железа на обоих участках составляет около 45%.

Железистые формации Холоуилена и Брэмер представляют собой огромный пояс докембрийских осадков, простирающийся в северо-западном направлении через штат Южная Австралия. Осадочный разрез геосинклинали имеет максимальную мощность около 25 000 *м* и содержит четыре основные стратиграфические единицы: слои Кэленна, группы Бэрра, Амбератана и Уилпена. Осадки, главным образом лагунные и мелководные, морские, накапливались медленно в постепенно опускающемся прогибе.

В породах группы Амбератана мощностью 3500—6100 *м* в нижней и верхней частях наблюдаются ледниковые осадки, разделенные неледниковыми отложениями. Нижние ледниковые осадки — подгруппа Юднамутана — представлены массивными и стратифицированными тиллитовыми и связанными с ними породами с огромной мощностью (более 5000 *м*), но содержат узко локально две необычные толщи железистых образований.

Железистая формация Брэмер (Уиттен, 1970) лежит в кровле этого ледникового разреза, мощность ее около 600 *м*. Представлена в основном глинистыми сланцами и тиллитами, $^1/_5$ ее часть приходится на 30 пластов мощностью до 12 *м*, весьма богатых железом с примесью ледниковых эратических валунов или без них. Выходы железистой формации Брэмер описал Р. Мирэмс (1962).

Железистая формация Холоуилена («железняки») описана К. Дэлгарно и Дж. Джонсоном (1965) как ледниковый алевролит в основании подгруппы Юднамутана. Залежи ее находятся в 100 *км* западнее залежей железистой формации Брэмер (Дэлгарно и Джонсон, 1966). Никаких данных о ее мощности не опубликовано.

Возраст группы Юднамутана не определен; У. Компстон и П. Эрриенс (1968) для пород подстилающей ее группы Бэрра устанавливают возраст 600—850 млн. лет. Сопоставляя эти железистые формации с ледниковыми породами площади Кимберли в Западной Австралии, можно определить возраст их отложений около 750 млн. лет. Площадь развития этих формаций составляет около 10 000 *км*^{2}.

По описанию М. Бакнелла (1970), эти породы похожи на алевролиты; магнетитовые зерна в них диаметром около 20—70 *мк* распределены неравномерно (наблюдается изменение их концентрации от 3 до 80%); подобные изменения, повторяясь систематически, подчеркивают слоистость породы. Часть магнетита обычно изменена до мартита; их соотношение изменяется от 3 до 100%. Вместе с мартитом встречается тонкозернистый чешуйчатый

гематит, хлорит, стильпномелан, биотит, кварц, полевой шпат и карбонаты. Считается, что зерна магнетита относятся к первичному осадку и что они концентрировались в гребнях волновой ряби.

ВЫВОДЫ

1. Полосчатые железистые формации в общепринятом смысле приурочиваются к осадкам возрастом 2000 млн. лет или более древним.

2. В этих осадках полосчатая железистая формация возрастом 2000 млн. лет количественно выражена ярче, хотя она и отлагается, начиная с самого раннего периода осадконакопления.

3. В более позднее геологическое время наблюдается постепенное уменьшение объема всех типов железистых осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Baxter J. L.— Petrology of a banded iron formation, Koolanooka Hills, Western Australia: Honours Thesis, University of Western Australia, 1966.

Bucknell M. J. Petrological Reports, 1970 (this reference list).

Canavan F.— In: Geology of Australian Ore Deposits, Publ. I of 8th Commonwealth Min. and Met. Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy Melbourne, 1965.

Canavan F. a. Edwards A. B.— Proc. Aust. Inst. Min. Met., 1938, **110.**

Carter E. K. a. Opik A. A.— Bur. Miner. Resources 1 : 250000 Explan. Notes Series, 1961.

Carter E. K., Brookes J. H. a. Walker K. R.—Bur. Miner. Resources Australia. Bull., **51,** 1961.

Compston W. a. Arriens P. A.— Canadian Journal of Earth Sciences, 1968, **5.**

Dalgarno C. R. a. Johnson J. E.— Quart. Notes Geol. Surv. South Australia, 1965, **13.**

Dalgarno C. R. a Johnson J. E. Parachilna: South Australia Geol. Survey 1 : 250000 Geological Atlas Series Sheet H 54—13, 1966.

Dunn P. R.— Bur. Miner. Resources 1 : 250000 Explan Notes Series, 1963.

Dunn P. R.— Bur. Miner. Resources 1 : 250000 Explan. Notes Series, 1963b.

Edwards A. B.— Banded Hematite Quartzites from the Middle-back Range, South Australia, In: Miles, K. R., 1955.

Harms J. E.— In: Geology of Australian Ore deposits, Publ. I of 8th Commonwealth Min. and Met. Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1965.

MacLeod W. N.— Banded iron formations of Western Australia. In: Geology of Australian Ore deposits Publ. I of 8th Commonwealth Min. Met. Congress, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1965.

McDougall I. et al.— Journal Geological Society Australia, 1965, **12** (1).

Miles K. R.— Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Proc. 124, 1941.

Miles K. R.— In: Geology of Australian Ore deposits, lst Empire Min. Met. Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1953.

Miles K. R.— South Australia Geol. Surv. Bull., **33,** 1955.

Mirams R. C.— Geol. Surv. South Australia, **19,** 1962.

Owen H. B. a. Whitehead S.— Geology of Australian Ore Deposits, Publ. I of 8th Commonwealth Min. and Met. Congress, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1965.

Parkin L. W.— Handbook of South Australian Geology: South Australia Geol. Surv., 1969.

Plumb K. A. a. Paine A. G. L.— Mount Young, N. T. Bur. Miner. Resources 1 : 250000 Explan. Notes Series, 1964.

Randal M. A.— Katherine, N. T. Bur. Miner. Resources 1 : 250000 Explan. Notes Series, 1963.

Reid I. W.— In: Geology of Australian Ore deposits, Publ. 1 of 8th Commonwealth Min. and Met. Congress, Australasian Institure of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1965.

Trendall A. F. a. Blockley J. G.— Western Australia Geol. Surv. Bull., **119,** 1969.

Whitten G. F.— Quart. Notes Geol. Surv. South Australia, **18,** 1966.

Whitten G. F.— Type section of iron formations, Tarcoola District: Quart. Notes Geol. Surv. South Australia, **26,** 1968.

Whitten G. F.— South Australia Geol. Surv. Dept of Investigations, **33,** 1970.

ГЕНЕЗИС ДЖЕСПИЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД АВСТРАЛИИ

Р. Т. БРАНДТ

(Австралия)

Железорудные месторождения Австралии можно подразделить на четыре типа: 1) связанные с докембрийскими полосчатыми железистыми формациями (джеспилитами); 2) более молодые осадочные; 3) массивные рудные образования магматического типа; 4) аллювиальные, обогащенные железом латериты, конгломераты и т. д.

Наиболее важны руды первого типа, запасы которых достигают миллиардов тонн и которые встречаются в основном в западной части Австралии. Первичными породами в этом случае являются полосчатые железистые

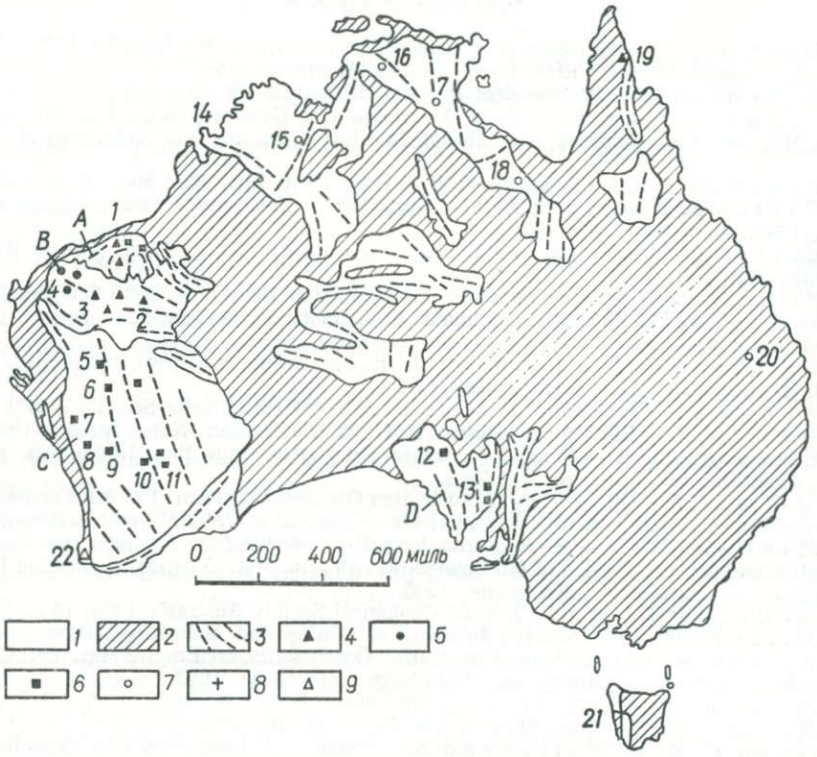


Рис. 1. Карта железорудных месторождений Австралии:

1 — докембрий; *2* — последокембрийские породы; *3* — структурные линии. *А* — Пилбарский блок; *В* — Срединный пояс; *С* — Йилгарнский блок; *Д* — Гаулерский блок. Типы железорудных месторождений: *4—6* — джеспилитовые железные руды: *4* — коры выветривания; *5* — переотложенные; *6* — жильные; *7* — осадочные; *8* — магматические; *9* — латеритовые. Железорудные месторождения (цифры на карте): *1* — Маунт Голдсуорси, *2* — Маунт Вейлбэк, *3* — Маунт Том Прайс, *4* — Роуб Ривер, *5* — Маунт Гоулд, *6* — Уэлд Рейндж, *7* — Таллеринг Пик, *8* — Куланука, *9* — Маунт Гибсон, *10* — Маунт Джексон, *11* — Кулианоббинг, *12* — Уилджена Хилл, *13* — Миддлбэк Рейндж, *14* — Ямпи Саунд, *15* — Помпи Пиллар, *16*—Френсис Крик, *17* — Роупер Ривер, *18* — Констанс Рейндж, *19* — Айрэн Рейндж, *20* — Даусонвэйл, *21* — Сэведж Ривер, *22* — Скотт Ривер.

формации архейского и протерозойского возраста. Руды второго типа — это обогащенные железом обломочные и хемогенные осадки, образующиеся с позднего протерозоя.

Кластогенные гематитсодержащие кварциты верхнего протерозоя встречаются в Ямпи Саунд и Помпи Пиллар в Северной и Западной Австралии (рис. 1). В этих месторождениях руда, не требующая обогащения, была вы-

работана до 1951 г. Гематит представлен здесь обломочными зернами окисленного до мартита магнетита, образующего обособленные слои внутри кварцитов. Обогащение кварцитов рудным материалом происходило в результате метаморфических и гипергенных процессов. Запасы руд, не требующих обогащения, с содержанием железа 63—66% составляли около 80 млн. *т*.

Морские хемогенные оолитовые железняки верхнего протерозоя в Констанс Рейндж в штате Квинсленд и Роупер Бар в штате Северная Территория и подобные им формации мезозоя развиты в Даусонвэйл в Квинсленде (см. рис. 1). Верхнепротерозойские железняки напоминают породы Вабаны (Ньюфаундленд). Они состоят из сидерита и шамозита с небольшим количеством лимонита и гематита, частично образованного в окисных условиях зон выветривания. Запасы этих руд таковы: 550 млн. *т* с содержанием железа 27—55%, включая 40 млн. *т* окисных руд в Констанс Рейндж с содержанием железа 57%.

Руды Даусонвэйл представлены глинистыми лимонитовыми пластами, по составу, мощности и геологическому возрасту напоминающими руды типа минетты Западной Европы. Запасы их 200 млн. *т* со средним содержанием железа 37,5%.

Гематитовые и магнетитовые руды, образование которых связано с магматической деятельностью палеозоя, весьма многочисленны в восточной части Австралии, но эти месторождения невелики. Известно только одно экономически выгодное месторождение Тасмании на р. Сэведж (запасы 100 млн. *т*). В этом месторождении рудное тело магнетита, содержащее значительное количество пирита, залегает в интрузии амфиболизированного габбро в верхнедокембрийских сланцах и филлитах. Среднее содержание железа в этой руде изменяется от 45% в первичной руде до 65% в зонах выветривания, где руда частично окислена до гематита и лимонита и, таким образом, обогащена.

Обогащенные железом латериты, коренные и переотложенные, широко распространены в Австралии, но из-за очень низкого количества в них железа и высокого содержания алюминия не могут считаться железными рудами. Исключением являются лишь образования несомненно латеритного характера, связанные с докембрийскими полосчатыми железистыми формациями.

На р. Скотт, в южной части Западной Австралии, третичная кора выветривания железистых песчаников содержит до 36% железа и очень мало алюминия (3%).

Из других небольших железорудных месторождений следует отметить гематитсодержащие конгломераты протерозойского возраста (в 50 милях к востоку от Маунт Голдсуорси, см. рис. 1). Это маленькое, но в некотором роде уникальное месторождение образовалось в результате отложения рудных галек вдоль древней береговой линии у подножья утесов, сложенных гематитовыми рудами джеспилитового типа.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Полосчатые железистые формации занимают значительное место в разрезе докембрия четырех районов Австралийского щита. Это архейские Йилгарнский и Пилбарский блоки, а также протерозойский Срединный пояс в западной части Австралии и Гаулерский блок (или платформа), относящийся к архею или протерозою (см. рис. 1) в южной части.

Йилгарнский и Пилбарский блоки — это два архейских ядра, разделенных протерозойским складчатым сооружением (Срединный пояс) и ограниченные на востоке, западе и севере осадочными породами возрастом от палеозойских до четвертичных. Другой пояс протерозойских пород,

протягивающийся с севера на восток, ограничивает Йилгарнский блок с юга.

Архейские образования представляют собой гранито-гнейсы с включенными в них синклинальными поясами амфиболитизированных зеленокаменных изверженных пород, метаморфизованных кластических и туфогенных осадков, а также полосчатых железистых формаций, обычно называемых джеспилитами, или джасперами.

Возраст гранитных интрузий и архейского комплекса, определенный радиоактивным методом, составляет 2900—2300 млн. лет. Для Йилгарнского блока характерно северо-западное направление складкообразования и рассланцевания пород. Для Пилбарского блока характерны куполообразные структуры, образуемые гранито-гнейсами.

Срединный пояс представлен протерозойской толщей мощностью 70 000 футов. Полосчатые железистые породы, переслаивающиеся с роговиками, доломитами и тонкозернистым кластическим материалом, составляют 8000 футов. Эта стратиграфическая единица, известная как группа Хамерсли, подстилается базальтовыми лавами, пирокластическими и осадочными породами общей мощностью 14 000 футов и перекрыта мощной толщей (более чем 50 000 футов) кластического материала с доломитами и вулканогенными горизонтами. Вдоль северного окончания пояса слои неметаморфизованы и очень слабо измяты; во многих случаях наблюдается слабо несогласное залегание на архейском фундаменте. Многочисленные деформации возрастают к югу; в районе южного окончания пояса породы смяты в изоклинальные складки с северо-западным простиранием осей и разбиты многочисленными разломами. Абсолютный возраст гранитов и пегматитов 1100—1000 млн. лет, но возраст протерозойских пород точно не установлен, он может изменяться от 2400 до 900 млн. лет.

Гаулерский блок — часть широко развитого докембрийского метаморфического фундамента, консолидировавшегося более 1500 млн. лет назад. На востоке блок был охвачен позднепротерозойским и палеозойским орогенезом. На севере породы этого блока прослеживаются вплоть до центральной части Австралии под горизонтально залегающими мезозойскими и более молодыми породами. Здесь он условно относится к продолжению Западно-Австралийского щита.

Отложения, слагающие Гаулерский блок, представлены разнообразными метаморфизованными и изверженными породами, включая гнейсы, гранулиты, мигматиты, граниты, порфириты, метаморфизованные вулканические и осадочные образования, среди которых наблюдаются карбонатные породы и полосчатые железистые формации. Абсолютный возраст вулканогенных и интрузивных толщ — от архея до позднего протерозоя.

Железистые формации лучше всего развиты в сериях метаморфических и вулканогенных пород, известных под названием группы Миддлбэк. Последняя смята в синклинальные складки с осями меридионального простирания и образует полосу холмов длиной 40 миль — Миддлбэкские возвышенности (см. рис. 1). Мощность этих серий от 500 до 3000 футов, они содержат две хорошо выраженные полосчатые железистые формации, переслаивающиеся со сланцами, кварцитами, доломитами, туфами и амфиболитизированными основными изверженными породами. Подстилающими породами являются доломитизированные роговиковые мраморы, залегающие несогласно на метаморфическом комплексе сланцев, гнейсов, мигматитов и интрузивных гранитов. На породах группы Миддлбэк несогласно залегают останцы осадочного чехла верхнего протерозоя. Возраст пород группы Миддлбэк определяется либо как позднеархейский, либо как раннепротерозойский. Ассоциация пород полосчатой железистой формации с осадочными отложениями, в частности с карбонатными породами, свидетельствует о протерозойском возрасте.

ПОЛОСЧАТЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Железистые формации представлены железисто-кремнистыми породами с ярко выраженной полосчатостью. Они аналогичны итабиритам Бразилии, таконитам Северной Америки. Кремнезем представлен тонкозернистым либо криптокристаллическим кварцем или роговиком («чертом»). Железо наблюдается в форме окислов, карбонатов, силикатов и изредка сульфидов. В зоне выветривания оно всегда окисляется до гематита или лимонита, в результате чего возникают характерные красно-белые либо коричневато-белые породы, известные в Австралии как джеспилиты.

Характер поверхностных изменений пород зависит от состава коренных пород. Некоторые гематитовые джеспилиты можно связать с первичными железистыми формациями окисной фации, другие являются продуктами окисления магнетит-карбонатных пород, в которые они и переходят ниже зоны выветривания. Железистые силикатные породы, окисляясь, переходят в лимонит и в глинистый материал и часто представлены на поверхности полосчатыми лимонитовыми роговиками или сланцеватыми породами. Для пиритсодержащих железистых формаций в обнажениях характерны железные шляпы. Коренная руда гематитовых рудных месторождений состоит из обогащенных гематитом джеспилитов, обычно с некоторым количеством магнетита более или менее окисленного до мартита. Судя по керновому материалу, магнетит преобладает в первичных породах. Наличие сидерита или силикатов железа в первичной руде типично для гематитовых формаций, однако в них обычно встречается и много лимонита.

Джеспилиты архея и протерозоя минералогически подобны, но резко отличаются по распространению, составу и связи с другими породами. Архейские формации в Йилгарнском и Пилбарском блоках ассоциируют с зеленокаменными изверженными породами, которые их обычно подстилают; они относительно маломощны, плохо выдерживаются по простиранию и выклиниваются или фациально переходят в роговики, тонкозернистые кластические или туфогенные породы. Очевидно, они отлагались в небольших и относительно недолго существовавших бассейнах, появлявшихся в период интенсивной вулканической деятельности. Средняя степень метаморфизма пород сменяется сильной вблизи гранитных плутонов. Рудные залежи развиты преимущественно в тех местах, где мощность джеспилитов велика, особенно в сложных складчатых зонах, в которых увеличение мощности джеспилитов объясняется тектоническими причинами.

Протерозойские железистые формации распространены гораздо больше, чем архейские. Они обычно залегают согласно с осадочными и вулканогенными породами. Тонкий маркирующий джеспилитовый горизонт в Срединном поясе может быть прослежен в обнажениях на сотни миль, причем его состав и мощность изменяются незначительно. Это свидетельствует о существовании обширного бассейна с одинаковыми условиями осадконакопления на значительной площади. Степень метаморфизма в Срединном поясе относительно низкая и значительно возрастает в районе Миддлбэкских возвышенностей, где породы превращены в сланцы, кварциты, амфиболиты и т. д.

Связь железистых формаций с изверженными породами в протерозойских комплексах меньше, чем в архейских. В протерозойских породах среди осадочных толщ встречаются маломощные вулканогенные и туфовые слои. Г. Лаберг (1966) в коренных породах железистых формаций Срединного пояса обнаружил вулканические обломки. Вулканическая деятельность в период отложения полосчатых железистых формаций была необходимым условием их образования.

В районе Миддлбэкских возвышенностей наиболее продуктивные пласты железистой формации подстилаются доломитовыми породами, что отмечается также и в Южной Африке (Альбертс и Ортлепп, 1961). Можно предположить, что это указывает на участие в образовании рудных залежей

магнезиальных растворов. В архейских толщах карбонатные породы не встречаются, но растворы, содержащие магний, могли поступать из широко развитых в архее изверженных пород.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения железных руд, образовавшихся in situ в джеспилитах в результате процессов выветривания, часто относят к образованиям типа озера Верхнего. Этот довольно неудовлетворительный термин основывается на недоказанном, по мнению автора, предположении, что все основные породы Верхнеозерской провинции Северной Америки представлены однотипными отложениями, сформировавшимися в одно и то же время. Трудно, например, согласовать большие различия между покровными железистыми отложениями хребта Мисаби с глубинными прерывистыми, связанными с дайками рудными телами хребта Годжебик и считать их генетически однотипными.

Накопление гематита или лимонита в джеспилитах теоретически могло быть обусловлено разными причинами: 1) осадконакоплением или диагенезом (сингенетическая концентрация); 2) докембрийскими гинергенными процессами выветривания, проходившими вскоре после осадконакопления или во время него; 3) концентрацией, обусловленной гипогенными (метаморфическими) или вулканическими процессами до, во время или после складкообразования; 4) концентрацией при гипергенезе после складкообразования и выведения рудоносных пластов в зону эрозии.

Одной из основных трудностей при определении генезиса железных руд является то, что они обычно хорошо обнажены и занимают приподнятые участки рельефа, а все нéкогда покрывающие их породы размыты. Без каких-либо прямых свидетельств о глубине формирования руд трудно решить, является ли поверхностное их залегание первичным или же оно обусловлено тектоническими причинами. Подобный случай можно наблюдать в районе Миддлбэкских холмов, где мощность рудных отложений, слагающих возвышенности, незначительна, так как они залегают в ядрах глубоко эродированных синклиналей, а промежуточные антиклинальные структуры размыты полностью. В одном из таких обнажений на глубине был обнаружен зональный переход от кремнистых пород через тальковые к карбонатным рудам; линии раздела пород параллельны современной дневной поверхности. Этот факт можно объяснить, как результат современных гипергенных процессов, но более вероятно, что это следствие гипогенных постскладчатых явлений, а параллельность указанных зон дневной поверхности объясняется большой сопротивляемостью пород процессам эрозии. Отложения Табазимби в Южной Африке весьма похожи на описанные (Альбертс и Ортлепп, 1961).

Австралийские джеспилитовые железные руды можно разделить на три типа: коры выветривания, переотложенные, жильные. Первые два типа, с которыми связаны основные запасы железных руд, сформировались в результате посттектонических гипергенных процессов. Генезис руд третьего типа, к которым относятся месторождения с высоким содержанием металла, включая месторождения Миддлбэкских возвышенностей, менее понятен. По мнению автора, они являются метаморфогенными, подобно описанным Дж. Дорром (1965) гематитовым рудам Бразилии. Однако возможен сингенетический или доскладчатый гипергенный генезис.

Месторождения руд коры выветривания. Месторождения этого типа представляют собой кору выветривания, состоящую из гематита и лимонита, образовавшуюся на первичных рудных залежах. Они весьма многочисленны и широко распространены в Срединном поясе и Пилбарском блоке, менее распространены в Йилгарнском блоке и редки в Гавлерском блоке. Встречаются как тонкие лимонитовые покровы латеритного характера, так и сравнительно крупные скопления гематита, замещающего джеспилиты в

зонах глубокого выветривания. Эти образования подобны гипергенным железным рудам Бразилии, описанным Дж. Дорром (1964).

На первой стадии рудообразования, по мнению Дорра, происходит остаточное обогащение пород в результате преимущественного выноса растворами кварца, а на второй — вторичная цементация растворами, содержащими железо, и отложение последнего в виде лимонита вместо выщелоченного кремнезема. Остаточное обогащение является ранним и глубоко проникающим процессом, который при благоприятных условиях охватывает толщи до глубины 1000 футов. Вследствие этого увеличивается концентрация пористого и рыхлого рудного материала, образовавшегося вследствие выщелачивания из джеспилитов кремнеземистых прослоев. Отмечается незначительное количество и вторичного лимонита в виде цементирующего материала.

В результате приповерхностной вторичной цементации обломки гематита гидратируются, скрепляясь вторичным лимонитом; при этом образуются лимонитовые железные шляпы латеритного характера, известные в Бразилии под названием канга. Железные шляпы почти всегда подстилаются обвальными зонами, для которых характерны оползневые структуры, брекчии и каверны выщелачивания. Основные залежи гематитовой руды встречаются ниже этой зоны.

Плотные железные шляпы канга, согласно Дорру (1964), консервируют нижележащие остаточные руды, предохраняя их от механической эрозии. Часть железа, формирующая шляпы, поступала не из перекрывающих, а из подстилающих пород, осаждаясь в них в сухой период года из капиллярных поднимающихся вверх растворов. Таким образом, происходит восстановление железной шляпы по мере разрушения ее эрозией.

Факторами, определяющими рудообразование, являются климат и условия дренажа, физико-химические свойства коренных руд, особенности их геологического положения. Австралийские железорудные месторождения коры выветривания приурочены к тропическому северному району, климат которого в прошлом был жарким и влажным.

Наиболее благоприятными для образования руд являются гематитовые джеспилиты и такие породы, в которых первичный магнетит был окислен до мартита. Высококачественные гематитовые руды содержат лишь небольшую примесь лимонитового цемента. В некоторых случаях вместо лимонита, вероятно, образуется массивный, тонкозернистый коллоидальный гематит. При изменении же карбонатных и силикатных железистых формаций обычно образуются только лимонитовые скопления и обширные покровы типа железных шляп канга, ниже которых наблюдаются сильно лимонитизированные кавернозные зоны.

Месторождения коры выветривания обычно маломощны по сравнению с горизонтальной их протяженностью и имеют весьма неправильную подошву из-за различной степени обогащения, меняющейся от слоя к слою. В руде сохраняются большие и малые структуры первичных осадочных пород. Различия в составе последних отражаются в соотношениях гематита, лимонита, кремнезема, глинозема и т. д.

Для рудообразования наиболее благоприятны участки с интенсивной складчатостью, крутым погружением осей складок и многочисленными разломами. Высокая концентрация гематита часто наблюдается в ядрах погружающихся синклинальных структур, особенно если последние подстилаются водоупором, представленным сланцеватой лимонитизированной толщей (рис. 2). Слои синклинальных структур служили как бы «трубопроводом», по которому опускались выщелачивающие кремнезем растворы. Подобное явление отмечается в Венесуэле (Рукмик, 1963).

Содержание железа в гематитовых месторождениях коры выветривания составляет 66—67%. Породы с содержанием железа ниже 55% считаются уже не рудами, а лишь обогащенными железом джеспилитами. Руды содержат связанную воду, алюминий и фосфор в бóльших количествах, чем

в коренных джеспилитах, поскольку при выщелачивании кремнезема их концентрация несколько повышается. Запасы руд коры выветривания Срединного пояса Западной Австралии около 8000 млн. *т* с содержанием железа 55—64 и фосфора 0,03—0,16%. Запасы месторождения с исключительно высоким содержанием железа в Маунт Том Прайс и Маунт Вейлбэк составляют почти 1000 млн. *т* (руды со средним содержанием железа выше 64%, включая некоторые участки с содержанием железа до 69% и очень незначительным количеством фосфора). Вполне вероятно, что такое высокое содержание железа, превышающее предел, допустимый для гипергенных гематитовых месторождений, объясняется тем, что здесь встречаются и месторождения руд жильного типа.

Район Срединного пояса представляет собой приподнятое расчлененное плато с глубоко выветренными куполообразными холмами и плоскими долинами, относящимися к древней эрозионной поверхности, называемой поверхностью Хамерсли, расчлененной современной эрозией.

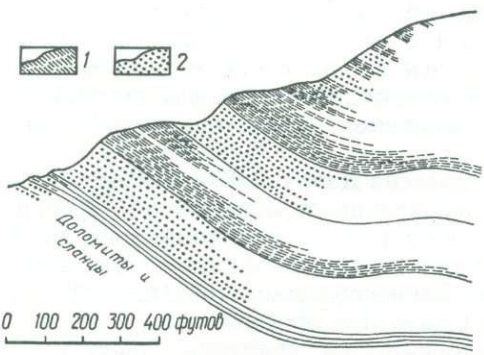


Рис. 2. Типичный разрез через железорудное месторождение корового типа:
1 — джеспилиты; руды, обогащенные гематитом; *2* — сланцы; руды, обогащенные лимонитом.

Месторождения приурочены к этой поверхности, которая образовалась в третичное время и была затем приподнята и сильно расчленена возобновившимся размывом. Таким образом, начало процесса обогащения железом относится к мезозою, а возможно, и более раннему периоду. Этот процесс в меньшей степени продолжается и сейчас, хотя современной эрозией в основном лишь разрушаются ранее образованные породы.

Месторождения коры выветривания Пилбарского блока подобны по составу месторождениям Срединного пояса, но их размеры меньше, а концентрация железа в них ниже, вероятно, потому, что тонкослоистые, смятые в крутые складки метаморфизованные джеспилиты архея менее податливы для гипергенного обогащения, чем более мощные протерозойские формации. Общие запасы руд составляют всего 100—200 млн. *т*. Архейские породы Пилбарского блока покрыты чехлом мезозойских пород. Гипергенное обогащение архейских пород железом могло происходить лишь во время денудации этого чехла в третичный период.

Месторождения переотложенных руд. Месторождения лимонитовых руд этого типа широко распространены в Срединном поясе Западной Австралии и многочисленны, но незначительны по размеру в Пилбарском блоке. В Бразилии и Венесуэле железные шляпы канга на коре выветривания и продукты разрушения их обычно не разделяются. Действительно, между этими образованиями нет больших различий, так как они характеризуются постепенными взаимопереходами, но в Австралии крупные залежи переотложенных руд существуют независимо от первичных месторождений коры выветривания.

Месторождения переотложенного типа образовались вследствие процессов механического и химического выветривания джеспилитов. В образовавшихся таким образом скоплениях обломочного материала происходило гипергенное выщелачивание кремнезема, гидратация первичного гематита и других минералов железа, а также цементация и замещение лимонитом обломков первичных пород. Железо при этом транспортировалось по склонам холмов либо в растворенном виде, либо в виде обломков железосодержащих пород. Месторождения этого типа могут быть образованы сцементированными лимонитом осыпями на склонах холмов и нередко переходят в

железные шляпы канга на их вершинах или представлены мощными отложениями лимонита массивного и оолитового строения, не содержащего обломочного материала (в долинах).

Последняя разновидность развита в бассейне р. Роуб, которая пересекает северо-западную часть Срединного пояса (см. рис. 1). Здесь отложения оолитовых лимонитов мощностью 100 и более футов образуют обширную столовую гору, глубоко расчлененную рекой. Поверхность столовой горы представляет собой продолжение третичной эрозионной поверхности Хамерсли, развитой на джеспилитовых холмах к юго-востоку (рис. 3); можно заключить, что отложения лимонитов по возрасту соответствуют отложениям коры выветривания джеспилитов.

Способ транспортировки и отложения железа остается дискуссионным. В верховьях р. Роуб вокруг холмов наблюдаются конусы выносов, содержащие сцементированные обломки джеспилитов. Ниже по течению они переходят в оолитовые лимониты, образующие столовые горы и обнажающиеся по долинам рек. Дж. Хармс и Б. Морган (1964) предполагают, что здесь развиты отложения болотных руд. У. Маклеод (1966) считает их сланцеватым джеспилитовым обломочным материалом, в такой мере выщелоченным железосодержащими растворами и замещенным лимонитом, что полностью утрачен их первичный обломочный облик.

Рис. 3. Схема взаимоотношения железорудных месторождений корового типа с эрозионной поверхностью в районе Хамерсли:

1 — железорудное месторождение корового типа; *2* — канга in situ; *3* — канга обломочная; *4* — пизолитовые лимониты.

В нижнем течении Роуб найдены конгломераты, возраст которых точно датируется как раннемеловой. Было доказано, что они древнее оолитовых лимонитов, возраст которых, следовательно, позднемезозойский или третичный. Есть основания полагать, что они образовались одновременно с отложениями гематитов коры выветривания, так как те и другие являются продуктами длительного химического и механического разрушения, которое завершилось образованием эрозионной поверхности Хамерсли. Большое развитие лимонита свидетельствует о том, что источниками железа служили карбонатные и силикатные железистые формации, занимающие обширные районы.

Общие запасы оолитовых лимонитов в Срединном поясе составляют 6000 млн. *т*. Содержание железа в руде 40—60%, со значительным количеством руд с 52—58% железа, кремнезема и алюминия меньше 10%, связанной воды — 10—12% и фосфора — менее 0,05%. Содержание железа до обогащения можно увеличить до 63—65%, если удалить воду.

Скопления лимонитов, включая железные шляпы канга, обычно содержат небольшое количество гематита и магнетита в виде обломков или тонких корочек. Гидроокислы железа нестойки в условиях современного полуаридного климата и постепенно в обнажениях дегидратируются. Возможно, это явление аналогично процессу формирования железных шляп канга на поверхности плотных гематитовых руд в условиях чрезвычайной сухости климата, как и в Мавритании (Гросс и Странгвэй, 1961; Голдвин и Гросс, 1967).

Месторождения жильного типа. Месторождения этого типа невелики; наиболее значительные из них имеют запасы менее 100 млн. *т*. Они изредка наблюдаются в архейских джеспилитах Йилгарнского и Пилбарского блоков и Миддлбэкских возвышенностей южной части Австралии, но не встречены в Срединном поясе.

Руды архейских пород Западной Австралии, аналогичные гематитовым образованиям с высоким содержанием железа, описаны Дж. Дорром (1965). Руды массивного гематита обычно образуют длинные, крутопадающие линзы, подобные некоторым гидротермальным металлоносным жилам. Часть

этих залежей имеет седловидную форму и располагается в ядрах складок. Рудные линзы обычно залегают согласно с напластованием джеспилитов и имеют с ними резкий контакт, за исключением окончаний линз, где гематитовые руды и джеспилиты связаны постепенными взаимопереходами. Метасоматическое происхождение гематита ясно видно по реликтовой полосчатой структуре, унаследованной от джеспилитов. Некоторое количество кремния, освобожденного в процессе замещения, выделялось в виде крупинок, чешуек и произвольно расположенных жилок кристаллического кварца, которые обычно располагаются в пограничных зонах гематитовых тел. Этот кремнисто-гематитовый материал существенно отличается от неполностью выщелоченных отложений коры выветривания: гематит здесь весьма чистый, часто грубозернистый, кварц перекристаллизованный.

Отложения жильного типа не связаны с современной или древней дневной поверхностью. Они обнажаются в случайных современных эрозионных срезах.

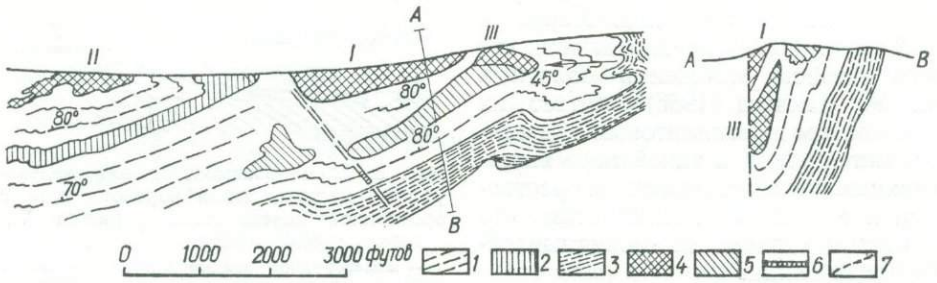


Рис. 4. Рудные тела месторождения Маунт Голдсуорси в плане и разрезе:
1 — джеспилиты; *2* — роговики; *3* — кварциты; *4* — руды жильного типа; *5* — руды корового типа; *6* — дайка основного состава; *7* — линия разлома. I, II, III — рудные тела.

Расположение рудных тел определяют стратиграфические и структурные факторы. Характерными материнскими породами являются гематитовые или мартитовые джеспилиты с содержанием железа до 40% или больше, в особенности их разновидности, содержащие гематитовые яшмы вместо кремнезема. Как и в Бразилии, для этих отложений характерна приуроченность к определенным геологическим структурам. Они локализуются в зонах деформации, где мощность материнских пород увеличивается вследствие смятия при волочении пластов на изгибах складок или в разломах.

Связь с разломами может быть хорошо иллюстрирована на примере Маунт Голдсуорси в Пилбарском блоке (рис. 4). Геология этого района описана ранее (Матесон и др., 1965; Брандт, 1964, 1965). Материнские породы здесь представлены круто погружающейся на север мощной архейской железистой формацией, которая была впоследствии локально утолщена при ее смятии вдоль плоскости косого вертикального разлома с амплитудой горизонтальных перемещений около 2 миль. Пласты на южной стороне разлома образовали серию складок волочения, погружающихся к западу под углом 45°, на противоположной стороне разлома они также смяты вдоль вертикальной оси.

Месторождения гематитовых руд жильного типа и коры выветривания встречаются на трех стратиграфических уровнях, на которых развиты обогащенные железом джеспилиты железистой формации. Жильные тела представлены согласно залегающими линзами, которые локализуются вдоль разлома и погружаются к западу под углом 45° согласно с погружением складок волочения. Самая крупная линза, рудное тело I (см. рис. 4), имеет резкое и крутое западное окончание, что связано, очевидно, со сложной *Z*-образной вертикальной складкой прилегающих пластов. В этой структуре также встречена узкая вертикальная дайка, которая могла играть

значительную роль в локализации руды. Рудное тело III залегает стратиграфически ниже рудного тела I и обнажается вдоль разлома к востоку от последнего; его погруженная западная часть вскрыта скважинами под телом I. Часть рудного тела III непосредственно перекрыта более молодыми рудами коры выветривания, которые повторяют выходы джеспилитовых первичных рудных пластов.

Менее изучено месторождение Шей Гэп в 40 милях восточнее Маунт Голдсуорси. Здесь рудное тело представлено длинной, согласно залегающей в джеспилитах узкой линзой, погружающейся к северо-востоку под углом 45° (рис. 5). Рудное тело расположено у пересечения двух структур. Одна из них представлена группой складок волочения, погружающихся к востоку под углом к простиранию пластов. Другая, возможно, представляет собой разлом или резкую флексуру северного простирания, вдоль которой самая мощная часть рудного тела резко обрывается. Джеспилитовая формация протягивается на многие километры по обе стороны от описанной структуры, но так как в ней не встречаются подобные тектонические структуры, то, вероятно, рудных тел там больше нет.

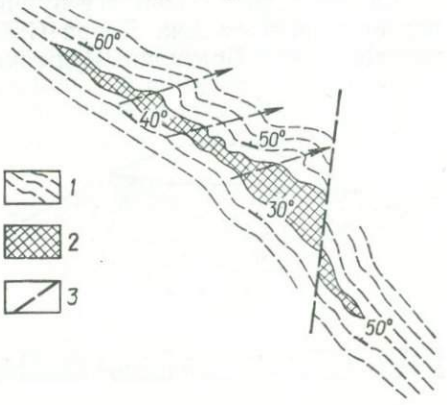


Рис. 5. Жильное рудное тело Шей Гэп в плане:

1 — джеспилиты; *2* — руды жильного типа; *3* — разлом.

Месторождения Миддлбэкских возвышенностей в южной части Австралии расположены в джеспилитах, смятых в складки меридионального простирания. Эти структуры осложнены наложенной плавной поперечной складчатостью и разломами, дайками и другими структурами нарушения, так что плоскости погружения основных структур не выдержаны и меняются от точки к точке по направлению к склону. Отложения гематитовых руд обычно залегают согласно с коренными джеспилитами и встречаются на крыльях и в переклиналях складок. Неглубокое залегание некоторых месторождений, а также их расположение в синклинальных структурах свидетельствует об их гипергенном происхождении. Вполне обосновано и мнение о жильном происхождении этих месторождений; они могли сохраниться лишь в синклинальных структурах, поскольку антиклинали были уничтожены эрозией.

Как и в Пилбарском блоке, месторождения Миддлбэкских возвышенностей локализованы в определенных геологических структурах. Там, где джеспилиты смяты в правильные складки с одинаковым погружением, рудных скоплений обычно нет. Месторождения, расположенные на крыльях складок, связаны с местными структурами волочения. Основные месторождения располагаются в синклинальных чашеобразных структурах на участках изменения угла погружения, в местах, где развиты разломы, дайки или резкие флексуры. Некоторые залежи ограничиваются амфиболитизированными основными дайками (рис. 6). Большинство даек древнее рудных тел, но некоторые из них — более молодые (Майлс, 1954).

Содержание железа в рудах жильного типа обычно составляет 69% и меньше. Среднее содержание равно 66% или больше, но наличие кремнезема в краевых зонах рудных залежей снижает среднее содержание металла. Основной примесью является кремнезем, содержание же алюминия и фосфора значительно меньше, чем в рудах коры выветривания. Лимонит в рудах весьма редок, и если он встречается, то это можно объяснить гидратацией руд при их гипергенезе. Руды состоят из массивного гематита с незначительными примесями мартита или магнетита. Структура их обычно зернистая, текстура — чешуйчатая или сланцеватая. Большинство

разновидностей руд имеют унаследованную от джеспилитов полосчатую текстуру, часто более или менее искаженную благодаря прожилкам образовавшегося позднее грубозернистого гематита.

Большинство жильных гематитовых руд — твердые, плотные, хорошо сопротивляющиеся выветриванию, хотя встречаются разновидности того же состава, но представленные мягкими, пористыми, легко выветривающимися породами. Иногда мягкие руды уплотняются в процессе выветривания, но чаще они выщелачиваются, лимонитизируются и покрываются тонкими железными шляпами типа канга.

Руды жильного типа древнее руд коры выветривания. Докембрийский возраст миддлбэкских жильных руд установлен по наличию гематитовой гальки в близлежащих кембрийских конгломератах (Майлс, 1954). Такая же галька найдена в протерозойских конгломератах Пилбарского блока.

Мнение автора о генезисе руд жильного типа Западной Австралии совпадает с мнением Дж. Дорра (1965), высказанным о генезисе богатых гематитовых руд Бразилии. Руды жильного типа формировались в условиях

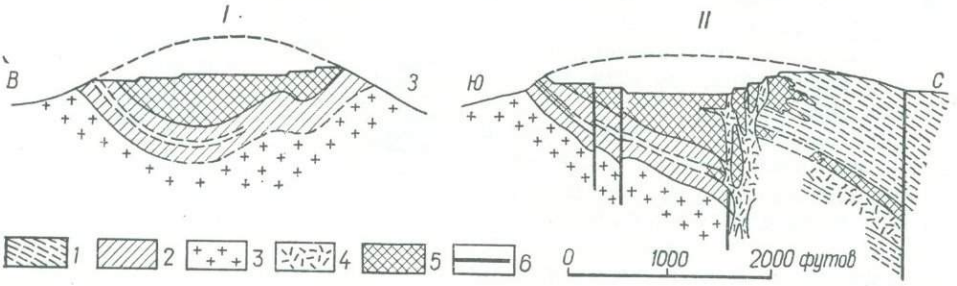


Рис. 6. Разрезы рудного тела «Монарх» (I — поперечный, II — продольный), месторождение Миддлбэк Рейндж:

1 — джеспилиты; *2* — сланцы; *3* — гнейсы; *4* — интрузивные амфиболиты; *5* — железные руды; *6* — разломы.

определенных температур и давления с помощью гипогенных растворов, ведущих свое происхождение от глубинных изверженных тел. Сохранение реликтовой складчатой структуры в руде указывает на то, что этот процесс происходил в основном уже после периода складкообразования.

Гематит этих руд химически подобен гематиту из месторождений коры выветривания, хотя и содержит меньше примесей, поэтому, по всей вероятности, он произошел из тех же источников, в частности из коренных джеспилитов. Рудные залежи встречаются в тех местах, где мощность джеспилитов увеличивается в результате складкообразования, при котором породы раскалываются по плоскостям напластования и образуют пустоты, благоприятные для проникновения гипогенных растворов. Примечательно, что залежи не встречаются в местах тектонического утонения пластов джеспилитов или в районах, где они пластически смяты без образования пустот вдоль плоскостей напластования.

Можно предположить, что растворы мигрировали вдоль вскрытых плоскостей напластования вверх, растворяя железо на глубине и переотлагая его в виде гематита на месте кремнезема на более высоких уровнях — в зонах пониженного давления. Следовательно, джеспилиты, находящиеся ниже рудных тел, должны быть обеднены железом, а лежащие выше — обогащены кремнеземом. Полевые подтверждения этой гипотезы неубедительны; весьма обедненные железом джеспилиты были подсечены глубокой скважиной под гематитовыми рудами на Пилбарском блоке, а другой скважиной — джеспилиты с выщелоченными гематитовыми прослойками. Выщелоченные гидротермальными растворами джеспилиты отмечены в районе Миддлбэкских возвышенностей (Майлс, 1954). Гидротермальная аргилли-

тизация пород, прилегающих к гематитовым телам, отмечалась в Маунт Голдсуорси (Брандт, 1966).

В заключение автор хотел бы обратить внимание на широко распространенную связь гематитовых отложений с дайками основных пород, которая наблюдается не только в Австралии, но и всюду, как, например, в хребте Годжебик провинции озера Верхнего. Весьма вероятно, что эти дайки могли быть не только случайными ловушками для гипергенных или гипогенных растворов. Так, тальк является основным акцессорным минералом во многих гематитовых месторождениях жильного типа и в особенности развит в районе Айрон Дюк Миддлбэкских возвышенностей, где разрез слагается (сверху вниз) кремнистыми, тальковыми и карбонатными гематит-магнетитовыми породами. Образование талька предполагает наличие в растворах магния. Х. Овэн и С. Уайтхэд (1965) считают, что растворы, содержащие бикарбонаты магния, которые связаны с интрузиями долеритовых даек, могли извлекать из пород и переотлагать железо, кремний и карбонаты. Следовательно, дайки, которые обычно залегают внутри рудных тел или на их границах, могут служить каналами, по которым железосодержащие магнезиальные растворы поднимались вверх и проникали в породы. Наличие в рудных месторождениях доломита также свидетельствует об активности магнезиальных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

Alberts B. C. a. Ortlepp J. A. L.— Seventh Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, 1961.
Baldwin A. B. a. Gross W. H.— Econ. Geol., 1967, **62**, 1.
Brandt R. T.— Aus. I. M. M. Proc., 211.
Brandt R. T.— Econ. Geol., 1966, **61**, 6.
Catley D. E.— Aus. I. M. M. Proc., 1963, 208.
Daniels J. L.— Aus. I. M. M. Proc., 1966, 219.
Dorr J. Van N. II.— Econ. Geol., 1964, **59**, 7.
Dorr J. Van N. II.— Econ. Geol., 1965, **60**, 1.
Gross W. H. a. Strangway D. W.— Econ. Geol., 1961, **56**, 8.
Harms J. E. a. Morgan B. D.— Aus. I. M. M. Proc., 1964, 212.
LaBerge G. L.— Econ. Geol., 1966, **61**, 1.
Liddy J. C.— Econ. Geol., 1968, **63**, 7.
McAndrew J. (Ed).— Eighth Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, 1965.
MacLeod W. N.— Geol. Survey of West. Aust. Bull., 117, 1966.
Matheson R. S. et al.— Geology of Aust. ore deposits, 1965.
Miles K. R.— Geol. Survey of South Aust. Bull., 33, 1954.
Owen H. B.— Aus. I. M. M. Proc., 1964, 209.
Owen H. B. a. Whitehead S.— Geology of Aust. ore deposits 1965.
Ruckmick J. C.— Econ. Geol., 1963, **58**, 2.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ИНДИИ

Н. С. КРИШНАН

(Индия)

Железорудные месторождения Индии (рис. 1) можно разделить на три основных типа: 1) полосчатые гематитовые кварциты, или джеспилиты, подобные железистым отложениям озера Верхнего; полосчатые магнетитовые кварциты, которые считаются их разновидностью; 2) осадочные сидеритовые толщи с прослойками сланцев; 3) магматические скопления, обычно линзовидные, состоящие из титан (а также ванадий- или хром-) содержащего магнетита, связанного с габбро или оливинсодержащими породами.

В настоящее время эксплуатируются лишь месторождения первого типа руд; они и в наибольшей мере изучены.

ПОЛОСЧАТЫЕ ГЕМАТИТОВЫЕ РУДЫ

Полосчатые гематитовые руды образовались из полосчатых гематитовых кварцитов, известных также как полосчатые гематитовые яшмы, или джеспилиты, и пространственно ассоциируют с ними. Наиболее широко эти породы распространены в Сингхбхумском районе штата Бихар и в прилегающих к нему участках штата Орисса, в районе Драг, Райпур и Бастар штата Мадхья-Прадеш, на территории Гоа и в Майсуре.

Полосчатые гематитовые кварциты в штате Орисса являются частью осадочного железорудного комплекса, который состоит из следующих формаций: верхних сланцев с вулканогенными породами; полосчатых гематитовых кварцитов; нижних сланцев; пестроцветных песчаников и известняков; песков и конгломератов, подстилаемых филлитовыми сланцами, туфами и основными лавами (Джонс, 1934).

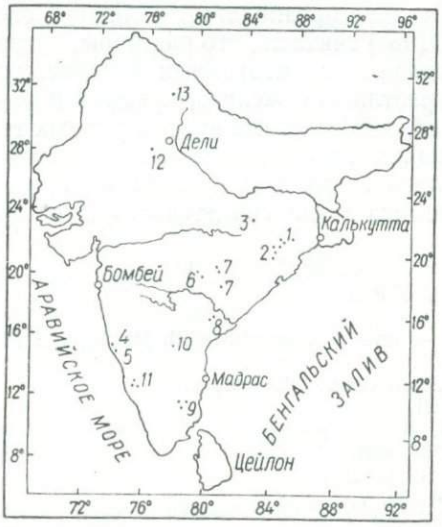


Рис. 1. Карта размещения главных железорудных месторождений Индии.

Бихар и Орисса: *1* — Сингхбхум, *2* — Бонаи и Кеонджхар, *3* — Паламау; Бомбей: *4* — Гоа, *5* — Ратнагири; центральные провинции: *6* — Чанга-Драг, *7* — Бастар; Хайдерабад: *8* — Адилабад; Мадрас: *9* — Салем, *10* — Карнул; Майсур: *11* — Бабабудан; Патиала: *12* — Нарнаул; Гимачал: *13* — Манди.

Наиболее мощные толщи этих пород встречаются в южном Сингхбхуме, Бонаи, Кеонджхаре и Майурбхане в штатах Бихар и Орисса, где они разобщены мощными выходами сингхбхумских гранитов (рис. 2), интрудирующих железорудный комплекс. Возраст его 2100 или 2700 млн. лет.

Общая мощность железорудного разреза 2000—2500 *м*. Породы смяты в изоклинальные складки с северо-восточным простиранием осей и крутым северо-западным их погружением. Полосчатые гематитовые кварциты обнажаются на хребтах, протягивающихся вдоль антиклинальных осей, а сланцы — на менее приподнятых синклинальных участках. Наиболее значительная складка, обозначаемая мощными выходами гематитсодержащих пород в замковой ее части, протягивается от Гоа (22° 13′ с. ш., 85° 23′ в. д.) до Гендонга (21° 43′ с. ш., 85° 06′ в. д.) на расстоянии 56 *км*. Две другие параллельные антиклинали также проявляются многочисленными выходами. Их северные окончания резко поворачивают к востоку и продолжаются по южному краю Сингхбхумской надвиговой зоны. Мощность полосчатых гематитовых кварцитов не выдержана, она составляет 1000 *м* в районе р. Корхади в штате Бонаи и 350 *м* на границе районов Кеонджхар и Сингхбхум.

Полосчатые гематитовые кварциты представлены чередующимися тонкими слоями гематита, яшмы или роговика («черта»). Мощность отдельных прослойков 1—20 *мм* и больше, но средняя их мощность — около 3—5 *мм*. Кроме крупных складок и надвиговых зон, развиты мелкомасштабная складчатость, а также микроскладки и микроразломы. Это может быть связано с пластическими деформациями и перегруппировкой вещества в период консолидации толщи, а также в процессе обогащения пород рудным материалом. Слои обычно выдержаны по мощности, но можно наблюдать и отдельные вздутия. Рудные слои состоят в основном из гематита (массивного либо пластинчатого), реже — из мартита. Роговиковые слои сложены тонкодисперсным роговиком или халцедоном, окраска слоев зависит от количества железистых минералов в каждом прослойке. Минералы железа в роговиковых прослойках наблюдаются в виде тонких чешуек и пыли крас-

ного гематита или тончайших зерен и игл магнетита; изредка они встречаются в виде изолированных включений лентовидной или неправильной формы.

В отложениях Ноамунды Х. К. Джонс обнаружил ромбические кварцевые образования, которые он считает псевдоморфозами кварца по сидериту. Такие псевдоморфозы редки.

В некоторых железорудных месторождениях штата Орисса карбонаты железа развиты в значительном количестве. Так, С. Акариа и др. (1968)

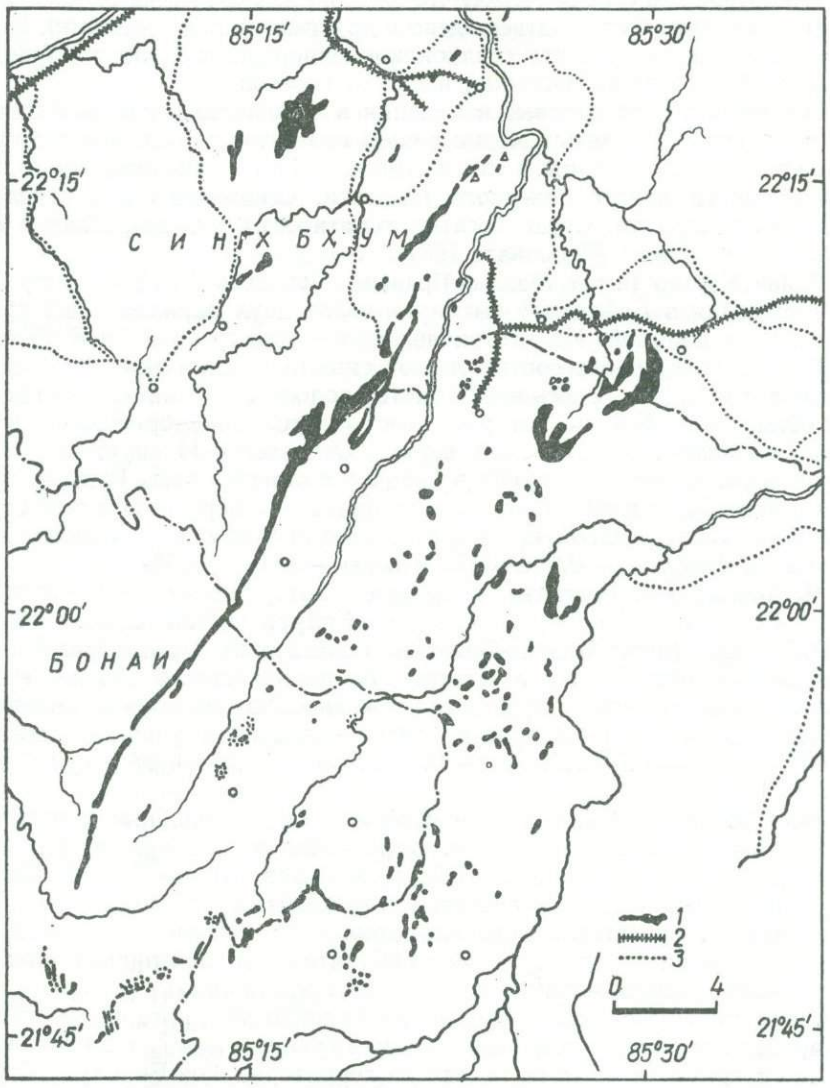


Рис. 2. Карта железорудных месторождений района Сингхбхум — Кеонджхар—Бонаи (штаты Бихар и Орисса):

1 — железные руды; *2* — железные дороги; 3 — шоссе. Масштаб приведен в милях.

описали месторождение Кхандадхар Хилл, в породах которого наблюдаются прослойки бесцветного либо сероватого сидерита. Размеры его кристаллов 0,2—0,35 *мм*. Основные компоненты прослойков — сидерит, халцедон и гематит — находятся примерно в равном количестве. Среди сидерита или гематита изредка встречаются отдельные кристаллы магнетита. То же наблюдается и на некоторых других месторождениях штата Орисса.

При исследованиях под микроскопом видно, что кремнистые прослойки состоят из тонкозернистого кварца с волнистым погасанием, чешуек красного гематита и зерен темного магнетита, изредка мартита. При большом содержании гематитовых чешуек порода приобретает красный либо коричневый цвет. Редко встречаются мелкие кристаллы сидерита.

Е. Спенсер и Ф. Персивал (1952) обнаружили микросферическую структуру гематитовых прослоев, образовавшуюся, по их мнению, в результате усадки первичного гидроокисного коллоида в процессе консолидации толщи. Они отметили также, что джеспилиты свободны от кластического материала (что было подтверждено и другими исследователями). Это позволило им утверждать, что осадконакопление происходило в глубоководной и спокойной части бассейна, вдали от берегов.

Наблюдаются площадные изменения в отложениях джеспилитов. Последние могут переходить в мощные слои гематита, не содержащие кремнезема, в гематитовые сланцы, в линзы тонкозернистого пылеобразного, почти иссиня-черного кристаллического гематита, смешанного с определенным количеством мартита. Среди богатых гематитовых руд встречаются обогащенные джеспилиты (Персивал, 1931).

Район Бастар (штат Мадхья-Прадеш). Согласно Х. Крукшенку (1938), месторождения в Байладила вытянуты вдоль двух параллельных хребтов, разделенных долиной. Их местоположение — между 18° 35′ и 8° 45′ с. ш. и 81°13′ в. д. Оба хребта соответствуют синклиналям, а долина — эродированной антиклинали. Здесь наблюдаются полосчатые гематитовые кварциты мощностью 400—500 *м*, которые подстилаются докембрийскими железистыми сланцами байладильской серии. Отмечается 14 крупных гематитовых месторождений, вытянутых в цепочку с севера на юг. Руды — массивные и плотные, на глубине нескольких футов они переходят в пористую гематитовую массу, подобную латериту, но с высоким содержанием железа (66—68%), фосфора — 0,006—0,12 и серы — менее 0,05%.

Месторождения Роугхата. Подобные месторождения встречаются и в районе Роугхата к востоку и западу от Колура (19° 55′ с. ш., 81° 8′ в. д.).

Район Драг (штат Мадхья-Прадеш). Гематитовые руды, образовавшиеся из кварцитов, встречаются в четырех или пяти местах в районе Райхара Хилл в зигзагообразном хребте протяженностью несколько километров. Среднее содержание Fe в руде в близповерхностных участках составляет 65—69%; SiO_2 — 0,5—0,2; Mn — 0,1—0,2; P — 0,05—0,07 и сульфидов — 0,05%.

Месторождения Гоа и штата Майсур. Руды, подобные описанным и также связанные с джеспилитами, встречаются в дхарварской формации в районе Дхарвара (теперь штат Майсур) и на территории Гоа. В Дхарварском районе отложения полосчатых гематитовых кварцитов составляют часть разреза, представленного хлоритовыми и роговообманковыми сланцами, филлитами, конгломератами и кварцитами. Железорудные отложения этого района незначительны и интереса не представляют.

Отложения дхарварской формации подобно тем, которые обнажаются в Дхарварском районе, встречаются вдоль границы между Ратнагири и Гоа, а также в трех или четырех местах на территории Гоа-Бичолум, Сиригао, Кости и т. д. Во всех этих местах коренные полосчатые железистые кварциты превратились в гематитовые руды. Содержание железа в них меньше, чем в рудах штата Орисса, и составляет 58—62%. Некоторая часть рудоносной породы представлена чешуйчатым и сланцеватым гематитом и латеритом.

Несколько месторождений гематита, связанного с полосчатым гематитовым кварцитом, расположено на севере штата Майсур, где они образуют часть разреза дхарварских пород. Здесь отмечаются полосчатые породы, содержащие магнетит. В частности, на юге штата полосчатые гематитовые кварциты в результате метаморфизма превратились в магнетитовые кварциты

В Сандурском районе Беллара находится синклинорий, сложенный

породами дхарварской формации — полосчатыми гематитовыми кварцитами, филлитами и амфиболитами. Месторождение смято в крутые складки с северо-восточным простиранием и резким погружением в северо-восточном направлении. Исследовано две большие группы выходов гематитовой руды вдоль двух параллельных хребтов. Связанные с ними филлиты содержат многочисленные вторичные рудопроявления марганца.

Несколько месторождений известно также в Читиал Хиллз и штате Андхра-Прадеш. Руды этой группы месторождений содержат как гематит, так и магнетит в различных соотношениях, но количество железа в них невелико (40—45%), так как обогащение их прошло лишь частично. Эти руды в настоящее время не разрабатываются.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЛОСЧАТЫХ ГЕМАТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ И ГЕМАТИТОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Полосчатые гематитовые кварциты являются частью осадочного разреза, так как обычно подстилаются песчаниками и сланцами. Эти породы отлагались в бассейнах, вода которых была обогащена кремнием и железом. Ритмичное чередование отложений, обогащенных железом или кремнием, связано, вероятно, с сезонными изменениями физико-химических условий (pH раствора, количество кислорода, концентрация раствора и т. д.).

Из полосчатых кварцитов образовались приповерхностные рудные тела, почти нацело состоящие из гематита. Замещение первичных минералов железа — магнетита, сидерита и других — гематитом происходило в результате циркуляции метеорной воды. С одной стороны, метеорная вода выносила кремнезем и примеси (кальций, магний) и, с другой — вместо кремнезема отлагала гидроокислы железа. Однако объем замещаемого кремнезема больше, чем объем заместивших его гидроокислов железа. Эта разница в объеме, а также потеря воды вследствие дегидратации гидроокислов привели к усадке образовавшейся руды. Когда кремнезем полностью замещался гидроокислами железа, образовывались плотные и твердые руды в результате повторного выщелачивания и дегидратации. Поверхность руды имеет темно-коричневый, почти черный цвет и блеск. Гематитовые руды образуют заметные возвышенности и утесообразные холмы, состоящие из полосчатых гематитовых кварцитов. Обнажения (до глубины 20 *м* и более) состоят из твердого плотного гематита высокого качества.

Руды через зону латеритов могут переходить в неизменные или частично измененные породы. На глубине плотные гематиты могут переходить в сланцеватые, слоистые, сильно пористые. Содержание железа в них выше 55%, но по качеству они хуже плотных руд.

Другим типом руд, встречающихся на глубине, являются рыхлые, очень тонкозернистые руды, образующие большие линзовидные тела. В них заметна тонкослоистая текстура, но состоят они из гранул почти без связывающего материала. Изредка наблюдаются тонкие прожилки каолина, секущие породу в различных направлениях. Гранулы состоят из чешуек и маленьких кристаллов гематита. Вне всякого сомнения, они выкристаллизовались из железосодержащих прослойков полосчатых кварцитов, но не сцементировались из-за отсутствия притока железосодержащих растворов.

Таким образом, руды могут образоваться в результате выпадения железа из растворов, выщелачивающих железистые кварциты. При интенсивной циркуляции воды поры полностью залечивались и в дальнейшем происходила усадка рудоносной породы. При недостаточном водообмене породы оставались пористыми, например сланцеватые руды. Линзы рыхлых порошкообразных руд, по всей вероятности, были защищены от усадки локальными структурами и вследствие этого не уплотнялись.

ПОЛОСЧАТЫЕ МАГНЕТИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ

Полосчатые магнетитовые кварциты встречаются в основном в южной Индии, в частности на юге штата Майсур, в штате Мадрас и в некоторых районах штата Андхра-Прадеш.

Месторождение Мадрас. Полосчатые магнетитовые кварциты представляют собой часть разреза метаморфизованного осадочного комплекса. Здесь

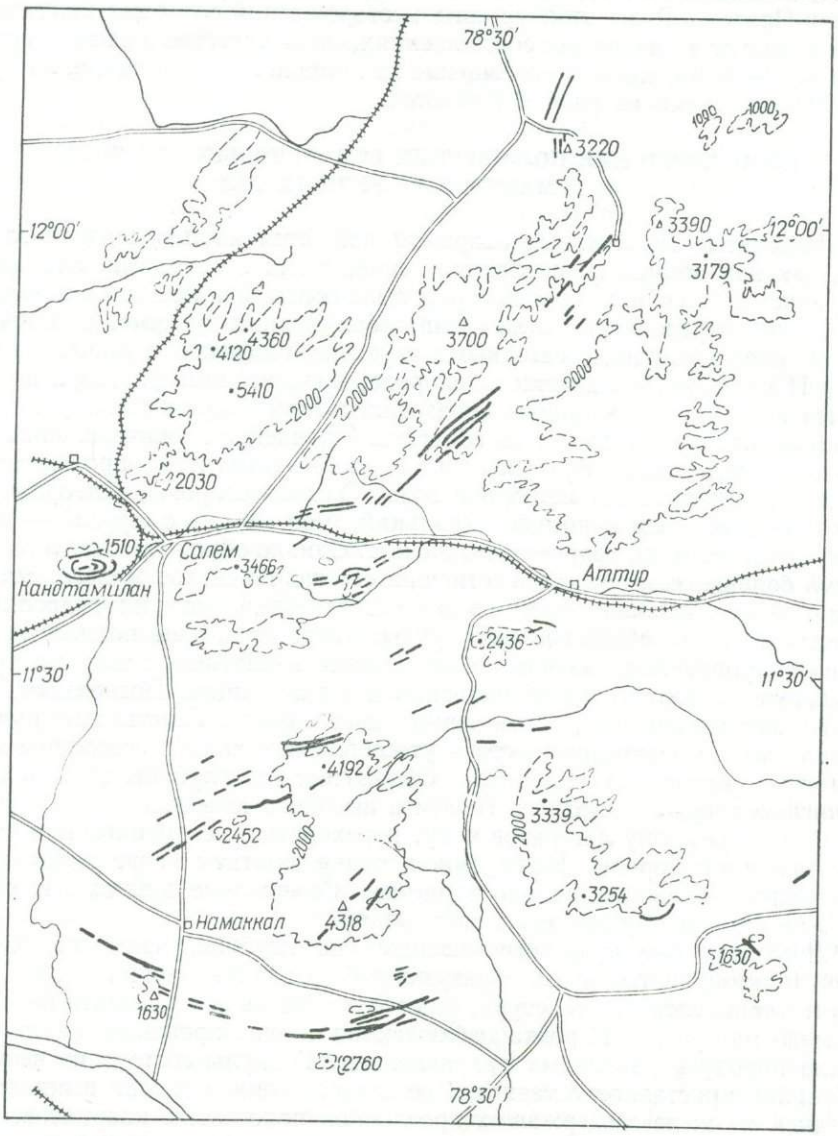


Рис. 3. Схема распределения полосчатых магнетитовых кварцитов г. Салем и близлежащей области штата Мадрас.

развиты хлоритовые и слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты, филлиты и т. д. В нижних частях разреза находятся метаморфизованные изверженные породы основного состава: амфиболитовые сланцы и амфиболиты с гранатом или без него. Породы в этом районе смяты в складки северо-восточного направления, и выходы руд наблюдаются в виде параллельных полос на крыльях складок (рис. 3). В южном окончании структуры разбиты хорошо прослеживающимися разломами (долина Аттур). Здесь наблюдаются выходы железных руд в нескольких сложно нарушенных рудных телах. Маг-

нетитовые кварциты в некоторых местах образуют холмы с обрывистыми стенками (до 150 *м*), что можно наблюдать в 16 *км* к востоку от г. Салем; в породах Перумамалаи, в 10 *км* к востоку от Годумалаи, рудосодержащие прослойки нарушены. Мощность отдельных прослойков достигает 2 *см*. Наблюдается развитие мартита по магнетиту. Согласно К. Гокхалу и др. (1961), в породах заметны признаки осадочного происхождения, в частности, наблюдается слоистость течения. Холм Канйамалаи длиной 7 и шириной 4 *км* расположен в 10 *км* к юго-востоку от г. Салем. Эта структура повторяет форму древнего бассейна: все выходы пород располагаются концентрически, их уровень понижается к центру. Породы у основания представлены амфиболитами (в них встречается железосодержащий гранат), перекрываемыми магнетитовыми кварцитами, серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами и тальковыми сланцами, среди которых в верхней части разреза находятся два пласта магнетитового кварцита. К этой структуре с другой стороны прилегают гнейсы, вероятный возраст которых около 2500 млн. лет. Породы Канйамалаи моложе гнейсов. Мощность магнетитовых кварцитов составляет 10—30 *м*.

Магнетитовые кварциты полосчаты подобно гематитовым кварцитам, но отдельные слои их выражены менее резко. Магнетит и кварц средне- и крупнозернистые, а мощность прослойков резко изменяется даже на небольших расстояниях. В некоторых прослойках наблюдается грюнерит, который образовался в результате реакции между магнетитом и кремнеземом. Грюнерит чаще встречается в южном Майсуре и Бастаре. Состав магнетит-кварцитовой железной руды такой (в %): железа (среднее содержание 38) — 35—50; кремнезема — 41—56; алюминия — 0,2—2,7; кальция — 0,1—1,5; магния — 0,1—2,6; фосфора — 0,017—0,193 и крайне мало серы. Порода легко разрушается, а руда весьма удобна для электромагнитного обогащения. Магнетитовый концентрат обычно содержит 60—65% железа.

Месторождения штата Майсур. Известно несколько месторождений на юге штата Майсур. Из них наиболее значительны месторождения Кудремук возле западного побережья и несколько месторождений в Тумкуре и Майсуре.

Месторождение штата Андхра-Прадеш. Известно несколько месторождений, содержащих пласты магнетитовых кварцитов (в районах Неллори и Гунтер). Они вытянуты в виде узкого изогнутого пояса между 15° 15′—15° 48′ с. ш. и 70° 27′—80° 03′ в. д. Впервые их описал Р. Фут (1879). Они составляют часть докембрийского разреза, представленного кварцитами и слюдистыми сланцами во вмещающих гранитогнейсах, чарнокитах и амфиболитовых сланцах.

Этим породам соответствуют две группы: Гундлакамма на севере и Онгол на юге возле г. Онгол. Южная группа представляет собой сплошное поле пород, покрытое наносами между холмами. В разрезе наблюдается три пласта магнетитовых кварцитов. Породы образуют антиклинорий северо-восточного простирания с погружением на северо-восток на фоне общего восточного крутого погружения осей складок. Породы северной группы резко поворачивают к востоку, образуя часть погружающихся складок.

Согласно А. Састри и др. (1968), который описал южную группу пород, складки меридионального простирания здесь пересекаются более поздними северо-западными складчатыми формами. Магнетитовые кварциты чередуются с гранатовыми и гиперстеновыми кварцитами и железистыми сланцами. Магнетитовые кварциты по простиранию переходят в гранатсодержащие кварциты или пироксенсодержащие магнетитовые породы. Пироксен изменчив по составу и может быть представлен феррогиперстен-салитом или джефферсонитом. В гиперстенсодержащих породах магнетит бывает окаймлен тонкими прожилками граната. В шлифах устанавливается зеленая шпинель.

Минеральный состав, а также текстура свидетельствуют о том, что порода подвергалась воздействию среднего или сильного метаморфизма, и это

привело к образованию гиперстена и граната. Породы в среднем содержат около 35% железа и 65% кремнезема. Содержание железа в рудном концентрате достигает 60%.

Район Бастар (штат Мадхья-Прадеш). С развитой в этом районе байладильской серией связаны многие месторождения гематита. Она распространена на крайнем западе района и подстилается бенгальской серией амфиболитов, кварцитов, кристаллических известняков и различных сланцев. Более молодые породы байладильской серии залегают на вершинах холмов к востоку от Байладила и представлены полосчатыми магнетитовыми кварцитами.

Согласно А. Четтерджи (1968), эти породы представлены чередующимися слоями кварца и магнетита. Куммингтонит и амфибол (феррогастингсит) встречаются совместно с магнетитом. Довольно распространен грюнерит с включениями пластинок мартита. Зерна минералов в прослойках ориентированы параллельно напластованию; амфиболы также имеют вытянутую форму и часто содержат включения магнетита. Амфиболы представляют собой результат взаимодействия магнетита и кремнезема. Наличие альмандина и гастингсита свидетельствует о том, что первичные породы содержали алюминий и кальций.

В этом районе наблюдаются интрузии гранита в магнетитовые кварциты. В результате метасоматоза в магнетитовых кварцитах образовались рибекит и эгирин. В магнетитовых кварцитах здесь не обнаружено гиперстена, так как температура при метаморфизме была недостаточно высокой для его образования.

ОСАДОЧНЫЕ СИДЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сланцеватые железняки, образовавшиеся из осадочных сидеритовых отложений, встречаются главным образом в Ранигунском угольном районе западной Бенгалии и в Ауранском угольном районе штата Бихар. Сидеритовые пласты слагают среднюю часть нижнегондванской группы. Железняки относятся по возрасту к средней перми и подстилаются баракаровской серией, перекрываясь раниганской серией; обе эти серии угленосны. Мощность сланцеватых железняков 420—450 *м*. Руда в породе образует прослойки мощностью 5—25 *см*, занимая до 6% общего объема разреза. Рудообразующие компоненты — лимонит и гетит. Общая мощность железняков в Ранигунском угольном районе составляет 300 *м*. Они прослеживаются на 53—55 *км*. Железосодержащие породы переслаиваются со сланцами. Отдельные пласты железняка не выдерживаются на большие расстояния: если один пласт выклинивается, другой начинается несколько выше или ниже по разрезу.

Химический состав железняков Ранигунского угольного района следующий (в %):

		Среднее содержание
Fe	39,0—47,70	45,20
Mn	0,57— 3,62	1,85
SiO_2	16,00—21,81	18,05
P	0,23— 1,37	0,72
H_2O	1,00— 5,10	1,77

На глубине 15—20 *м* лимонитовая руда переходит в зернистую сидеритовую. Несомненно то, что первичный материал был сидеритом и циркулирующими водами превращался в лимонит. В сидеритсодержащих слоях обычно встречаются слои песчанистой глины и песка. Это говорит о том, что осадконакопление происходило в условиях мелководья и восстановительной среды, но наблюдался периодический привнос кластического материала.

Аналогичные отложения железистых сланцев отмечаются также в угольном районе Ауранга в южном Бихаре, где они заполняют тектонические

мульды. Железняки теперь не разрабатываются; вместо них используются полосчатые гематитовые руды из недавно открытых месторождений в штате Орисса.

ТИТАНСОДЕРЖАЩИЕ МАГНЕТИТЫ

Многочисленные большие линзовидные и жильные тела титансодержащего магнетита развиты вблизи границ районов Сингхбхум и Майурбхани штатов Бихар и Орисса. Эти залежи описал Д. Данн (1937). Линзы и жилы включены в массивы габбро и серпентинизированных оливинов, которые в некоторых случаях превратились в результате постмагматических процессов в стеатиты. Авгиты в габбро обычно уралитизированы.

Магнетитовые рудные тела состоят в основном из магнетита с подчиненным количеством гематита. В аншлифах видно большое количество зерен магнетита, содержащих пластинки ильменита, коулсонита (окиси железа и ванадия), гематита, рутила, гетита и немного апатита. Развитие ильменита вдоль октаэдрических плоскостей магнетита свидетельствует о том, что эти два минерала образовывали твердый раствор, из которого ильменит выпадал при охлаждении. Коулсонит встречается в виде мельчайших зерен или иголок и тесно связан с ильменитом. Изредка магнетит и ильменит образуют взаимные прорастания. Д. Данн и А. Дей (1937) утверждали, что часть гематита могла находиться в твердых растворах магнетита. Магнетитовая руда содержит титан (10—25%) и ванадий (0,6—4,84%).

Такие же руды наблюдаются в Симлипал Хиллз в районе Майурбхани, но они детально не изучены. Предполагается, что месторождения на границе Сингхбхум—Майурбхани достаточно велики и содержат несколько миллионов тонн магнетитовой руды. Тесная связь магнетита с габброидными и оливиновыми породами, а также наличие титана и ванадия говорит о том, что это продукты выделения из ультраосновных пород. Такие породы можно рассматривать как источник ванадия.

Месторождение Майсур. Несколько линзовидных тел магнетитовой руды встречаются в ультраосновных породах, таких как габбро, перидотиты, саксониты и т. д. Они содержат приблизительно 60% железа, 1% кремнезема, менее 2% алюминия и очень мало серы и фосфора. Количество окислов титана может достигать 12%. Всегда содержится менее 3% окислов хрома, может встречаться небольшое количество ванадия. Эти рудные тела невелики по размеру и промышленного интереса не представляют.

ЛИТЕРАТУРА

Acharya S., Ahmed S. I. S. a. Sarangi K.— Orissa Bull. Geochem. Soc., **3** (2), India, 1968.

Chatterjee A.— Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc., **40** India, 1968.

Crookshank H.— Trans. Min. Geol. Inst., India, **34**, 1938.

Dunn J. A.— Mineral Deposits of Eastern Singhhum. Mem. Geol. Surv., **69** (1), India, 1937.

Dunn J. A. a. Dey A. K.— Trans. Min. Geol. Inst., **31** (3), India, 1937.

Foote R. B.— Mem. Geol. Surv., **16** (1), India, 1879.

Gokhalek V. G. K. a. Bagchi T. C.— Quart. Jour. Geol. Min. Met. Soc., 1961, **33** (2) India.

Holland T. H.— Rec. Geol. Surv., **25**, India, 1892.

Holland T. H.— Imp. Inst. Handbook of Commercial Products, 8, (Calcutta), 1893.

Hughes T. W. H.— Rec. Geol. Surv., India, **7**, 1874.

Jones H. C.— Mem. Geol., Surv., India, **63** (2), 1934.

Krishnan M. S.— Geol. Surv., India, A **9**, 1954.

Percival F. G.— Trans. Min. Geol. Inst., India, **26**, 1931.

Sastry A. V. R. a. Vaidhyanadhan R.— Jour. Geol. Soc. 1968, **9** (1) India.

Sastry T. H.— Jour. Indian Geosci. Assoc., 1967, **7**.

Spencer E. a. Percival F. G.— Econ. Geol., 1952, **47** (4), India.

Walker H.— Trans. Min. Geol. Inst., India, **7**, 1914.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ШВЕЦИИ

Р. ФРИЧ
(Швеция)

Осадочные докембрийские железные руды встречаются в Центральной и Северной Швеции. Вплоть до конца XIX ст. разрабатывались руды лишь в Центральной Швеции, которые содержат мало фосфора и серы.

НЕАПАТИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ШВЕЦИИ

Неапатитовые железные руды известны во многих месторождениях, находящихся в полукруглой зоне шириной около 100 *км*, примерно в 150 *км* западнее г. Стокгольма (Гейер и Магнуссон, 1944, 1952а, 1952в; Магнуссон, 1953, 1960). Руды относятся к метаморфическому вулканогенно-осадочному комплексу свекофенского возраста, самой древней части докембрия. Разрез начинается кислыми вулканическими породами, переслаивающимися с известняково-доломитовыми и кластическими осадками. Железные руды залегают в этих породах. Выше развиты в основном терригенные отложения.

Вулканогенные породы делятся на две части: нижняя с сильно натриевым кварц-кератофировым составом и верхняя — с преобладающим калиевым, реликтовым составом. В центральной и восточной частях района выше калиевых вулканогенных пород расположены дацитовые и андезитовые породы, непосредственно подстилающие осадочную часть комплекса. Вулканогенные породы в соответствии со степенью их метаморфизма определяются как геллефлинты, лептиты и лептитовые гнейсы. Лучше всего сохранились геллефлинты с плотным микролитовым сложением; они встречаются лишь на западе. Между геллефлинтами, лептитами и лептитовыми гнейсами наблюдаются взаимопереходы.

Верхняя осадочная часть суперкрустального комплекса на западе сложена граувакками, серыми и темными аспидными сланцами с графитом. В этих породах наблюдаются прослои спилита.

В центральной и восточной частях района эта часть разреза состоит из глинистых сланцев, граувакк и подчиненных им кварцитов.

Однако единой стратиграфической схемы вулканогенно-осадочного комплекса нет. Так, натриевые вулканические породы могут переслаиваться с калиевыми, а последние иногда могут даже преобладать в нижней части вулканогенной толщи. Т. Лундквист (1962) и Г. Штолхес (1964) считают, что вулканическая активность (андезит — дацит — риолит) продолжалась и во время отложения осадков восточной части. Р. Горбачев (1969) показал, что разделение суперкрустального комплекса на нижний вулканический и верхний осадочный разрезы неприменимо к одному из участков центральной части района. Здесь наблюдается переслаивание вулканических и осадочных пород.

Суперкрустальные породы затем подвергались складкообразованию, наиболее интенсивному на востоке в связи с древнейшей интрузией свекофенских гранитов. Эти породы рассланцованы и содержат согласные дифференцированные интрузии, основными компонентами которых являются габбро и диориты. Складкообразование и повышение температуры обусловили метаморфизм вулканогенно-осадочного комплекса, причем геллефлинты были преобразованы в лептиты.

Переслаивающиеся известняки и доломиты были перекристаллизованы, а внутренние реакции между карбонатами и кварцем привели к образованию скарновых минералов (граната, пироксена и амфибола). Такой скарн называют «реакционным». В эпоху складкообразования и интрузии гранитов суперкрустальные породы подвергались глубокой метасоматической

переработке. Так как основным элементом, который привносился, был магний, это явление получило название «магниевого метасоматоза». В результате этого процесса лептиты перешли в слюдяные сланцы и «кварциты», для которых характерны минералы, содержащие большое количество магния и двухвалентного железа (кордиерит, альмандин и антофиллит). Известняки и доломиты также изменились и содержат тремолит, диопсид, гумит и серпентин. К этим метасоматически измененным породам приурочены сульфидные залежи. Типичные для них рудные минералы — пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит.

После платформенного периода, сопровождавшегося интрузией основных даек, произошла мигматизация суперкрустальных пород с образованием гнейсов. Метаморфизм этого этапа был связан с интрузией позднесвекофенских гранитов. Граниты прорывали ранее оформившиеся структуры; они сопровождались большим количеством пегматитов. Возраст пегматитов, представляющих последнюю фазу свекофенского орогенеза, 1800 млн. лет (Уэлин и Бломквист, 1964).

Все неапатитовые железные руды Центральной Швеции ассоциируют с вулканическими породами нижней части разреза вулканогенно-осадочного комплекса; они разделяются на две основные группы: полосчато-кварцевые руды и скарновые и известняковые руды. Руды второй группы в свою очередь разделяются на два типа: не содержащие и содержащие марганец (от 1% и больше). Марганец (4—5, иногда до 10%) находится в жильных марганецсодержащих рудах.

Изменение содержания марганца может быть использовано как стратиграфический критерий: марганецсодержащие руды залегают в калийных лептитах, а руды, лишенные марганца,— в большинстве случаев встречаются в натриевых вулканогенных породах.

Полосчатые кварцсодержащие руды характеризуются ритмическим чередованием тонких слоев окислов железа и кварца. Железистые окислы представлены гематитом либо магнетитом или тем и другим. Наличие магнетита, образующегося обычно из гематита, указывает на более высокую степень метаморфизма. Содержание железа 30—50%, фосфора (в виде апатита) в большинстве случаев 0,007—0,030, а марганца — обычно менее 0,1—2%.

Там, где руда связана с карбонатными породами (известняками или доломитами), поздний метаморфизм приводит к образованию скарновых силикатов, таких как андрадит, диопсид и тремолит. В некоторых залежах кварцево-полосчатые руды обогащены полевым шпатом и слюдой, представляющими либо первичные компоненты, либо вторичный материал, возникший при мигматизации, связанной с поздними гранитами.

Правильная полосчатость кварцсодержащих железных руд Центральной Швеции свидетельствует об их первично-осадочном хемогенном происхождении (Гейер и Магнуссон, 1952). Однако впоследствии в результате складкообразования и метаморфизма руды часто утрачивают первичную слоистость и переходят в массивные разности. Исходным железистым минералом считается гематит или лимонит; хорошо сохранившаяся полосчатость и чистота полос исключают такие минералы, как сидерит и гриналит. Скарновые силикаты образуются при внутреннем взаимодействии между железом, кремнеземом и карбонатным материалом. Эти реакции, происходящие без привноса постороннего материала, вызваны повышением температуры, связанным с интрузией древних гранитов.

В связи с магниево-метасоматическими изменениями в дальнейшем происходит довольно интенсивное образование скарна, еще более богатого магнием. Локализация продуктов этой стадии метасоматоза определяется структурными формами, связанными с последней фазой складкообразования. Благодаря магниевому метасоматозу полосчатые кварцсодержащие руды иногда насыщены сульфидами. Содержание серы в рудах в этом случае довольно низкое — 0,001—0,1%.

Скарновые и известняковые руды, бедные марганцем (менее 1% Mn), образуют довольно неоднородную группу. Они содержат незначительное количество фосфора (0,004—0,08%) и серы (как и в кварцсодержащих рудах). Содержание серы в рудах этого типа также связано со вторичными процессами. Рудным минералом является магнетит, более или менее тесно связанный со скарновыми минералами или карбонатами. Распределение магнетита и скарновых минералов обычно очень неравномерно, но в некоторых залежах наблюдается довольно правильная слоистость руды и скарна. Скарн бывает двух типов: он либо богат Ca — Fe^{3+} и Ca — Mg, либо Mg. Скарн с большим содержанием Ca характеризуется наличием андрадита, диопсид-геденбергита и актинолита, всегда ассоциирующих с известняками и доломитами, за счет которых они образуются. Скарн этого типа часто нечетко ограничен от карбонатов, а остатки карбонатов встречаются в скарновых массах. Скарн, богатый магнием, характеризуется ассоциацией антофиллит — жедрит — куммингтонит — тальк, а также форстерит-гумитовыми минералами и серпентином. Магнийсодержащие скарны моложе кальцийсодержащих. По некоторым залежам видно, что магнийсодержащие скарны являются продуктами изменения кальцийсодержащих скарнов. Изменение это связано с магниевым метасоматозом.

Известняковые руды отличаются от скарновых тем, что содержат мало или совсем не содержат скарновых минералов и состоят из магнетита и известняка или доломита. В руде этого типа довольно отчетлива слоистость, что свидетельствует об ее осадочном происхождении.

Марганецсодержащие скарновые руды (более 1% Mn) представлены главным образом известняковыми рудами. В них содержится мало фосфора (менее 0,1%), но относительно много серы, иногда выше 0,2%. Рудным минералом является магнетит. Основные скарновые минералы — спессартин, даннеморит, кнебелит и марганецсодержащий файялит или в некоторых случаях родонит. Карбонаты в этих рудах содержат некоторое количество марганца и железа. Обычна отчетливая слоистость; этим рудам также приписывается осадочное происхождение. Скарн является продуктом внутренних реакций, как и в полосчатых кварцсодержащих рудах.

По П. Гейеру и Н. Магнуссону (1952а, 1952в), скарновые руды могли быть либо осадочными отложениями, позднее подвергшимися региональному метаморфизму, связанному со складкообразованием вулканогенно-осадочного комплекса под воздействием интрузий древних свекофенских гранитов, либо пирометасоматическими отложениями.

В первом случае скарн образовался в результате внутренних реакций между железом, кремнеземом и карбонатным материалом, во втором — это продукт магниевого метасоматоза осадочных железных руд или известняков — доломитов (с привносом магния, железа и кремния). С генетической точки зрения оба этих типа скарна могут сосуществовать, причем скарны первого типа («реакционные») могут возникать в результате внутренних реакций, а скарны второго типа — при замещении осадочного материала. Осадочные руды, содержащие реакционные скарны, могли быть переработаны магниевым метасоматозом, формирующим скарны второго типа. Слоистость руд и в этом случае служит веским доказательством того, что они образовались в результате метасоматической переработки осадочного слоистого материала, так как они содержат бор и железосодержащие минералы (людвигит, флюоборит, гумит), типичные для контактных метасоматических образований.

НЕАПАТИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ

В Северной Швеции железные руды, не содержащие апатит, развиты в округе Норрботтен, где они образуют полосу шириной 100 *км*, простирающуюся примерно в широтном направлении по обе стороны от г. Кируны *.

* Расположение залежей показано на рис. 1 в работе Р. Фрича (1970).

Отдельные рудные залежи встречаются и к югу от указанной полосы. Руды залегают в суперкрустальных образованиях докембрийского возраста, которые О. Одман (1957) разделяет на породы древнего свекофенского цикла и породы более молодого, карельского, цикла. Однако при детальном картировании (Оффербер, 1967; Пэдтет, 1970) от подобного подразделения отказались.

В рудоносной зоне суперкрустальные и интрузивные породы покрывают примерно равные площади. Среди суперкрустальных пород выделяют четыре разных толщи. Они отличаются друг от друга по петрографическим особенностям и стратиграфическому положению.

Самые древние суперкрустальные образования состоят из зеленокаменных пород и порфиритов. Они в основном сингенетичны. Зеленокаменные породы представлены главным образом спилитами базальтового состава. В зеленокаменных породах верхних частей разреза встречаются переслаивающиеся туфы, туффиты, филлиты, графитсодержащие сланцы, известняки и доломиты, мергели и роговики. Порфириты, наиболее развитые близ Кируны и западнее ее, базальтового и андезитового состава. Они переслаиваются с кислыми вулканическими породами, туфами, туффитами и осадочными породами. К северу от Кируны зеленокаменные породы подстилаются слабо рассланцованными биотитовыми микроклиновыми гранитами. Между гранитами и зеленокаменными породами залегает базальтовый конгломерат; граниты, по-видимому, подстилают вулканогенные породы. Возраст гранитов примерно 2800 млн. лет (устное сообщение О. Куво).

Толща зеленокаменных пород покрывается слюдяными сланцами и конгломератами небольшой мощности. Часть слюдяных сланцев богата андалузитом, силлиманитом и гранатом. Эта сланцево-конгломератовая толща развита ограниченно и лишена четкого маркирующего горизонта. За ней следует толща порфиров, которые встречаются в центральной и западной частях рассматриваемой рудоносной зоны. Эта толща представлена в основном натриевыми вулканическими породами риолитового или кератофирового состава. Часто эти породы имеют относительно хорошо сохранившуюся порфиритовую структуру. Последующие метаморфические процессы вызвали перекристаллизацию вулканических пород, превратившую их в лептиты. Возраст вулканических пород в Кируне и западнее ее несколько более 1600 млн. лет (Уэлин, 1970). К порфировой толще приурочены такие богатые апатитом железные руды Северной Швеции, как кирунаваарские и мальбергетские.

Порфириты покрываются кварцитами, которые распространены незначительно и обнаружены лишь в окрестностях Кируны и восточнее ее. Кварциты содержат прослои конгломератов и иногда филлитов.

Кроме гранитов кристаллического фундамента, распространенных севернее Кируны, в рудоносной зоне развиты еще две группы интрузивов. Более древняя группа интрузивов, ранее названная О. Одманом (1957) «гранитной серией Хапаранда», представлена габбро, диоритами и гранодиоритами, причем последние наиболее широко распространены. Гранодиориты залегают в суперкрустальных породах в виде согласных интрузий, образовавшихся в течение первого этапа складкообразования в суперкрустальных породах. Они всегда ассоциируют с зеленокаменными породами и сланцево-конгломератовой толщей. Геологическая связь гранодиоритов с порфиритами не ясна, так как гранодиориты нигде не контактируют с порфиритами. Возраст габбро и гранодиоритов в южной части округа Норрботтен 1880 млн. лет (Уэлин, 1970), т. е. гранодиориты древнее порфиритов и кварцитов.

Более молодые интрузивы, прорезающие все суперкрустальные породы и породы гранодиоритовой группы, представлены гранитами, абсолютный возраст которых 1540 млн. лет (Уэлин, 1970).

Граниты Лина, которые представляют собой наиболее распространенную разность, обычно прорывают все более древние структуры. Эти граниты

образовались в связи с широкой мигматизацией. Скаполитизация, проявленная в некоторых породах, особенно основного состава, в северной части округа Норрботтен приписывается метасоматическому воздействию этих гранитов (Гейер, 1931; Одман, 1957).

Интрузивные породы включают также сиениты и пертитовые граниты, хотя возрастное соотношение их еще не вполне установлено. Одни из них, по-видимому, ассоциируют с гранодиоритовой группой, другие — с гранитами Лина. В Норрботтене можно выделить две группы неапатитовых железных руд: полосчатые кварцитсодержащие и скарновые. Полосчатые кварцсодержащие руды представляют собой кварциты, в которых магнетит и скарновые минералы распределены в виде полос. Эти кварциты иногда отличаются высоким содержанием железа, хотя среднее содержание железа в них в большинстве случаев довольно низкое и редко превышает 20%.

Скарновые минералы — это главным образом силикаты двухвалентного железа или двухвалентного железа и магния и, в меньшей степени, кальциево-магниевые силикаты. Наиболее обычны куммингтонит — грюнерит, клиноэнстатит — гиперстен, роговая обманка и альмандин. Встречаются также диопсид-геденбергит, биотит, флогопит, серпентин, эпидот и иногда марганецсодержащий файялит. Магнетит и скарновые минералы часто сопровождаются небольшим количеством пирита и пирротина. Содержание серы в одних рудах увеличивается до 5%, но в других может быть довольно низким. Фосфора содержится менее 0,1%. Марганца в большинстве руд, по-видимому, очень мало, иногда 1—2%.

Полосчатые кварцсодержащие руды ассоциируют с обломочными или химическими осадками зеленокаменной толщи, обычно располагаясь в верхней части ее разреза. Некоторая часть руд залегает очень близко к основанию сланцево-конгломератовой толщи. Руды образуют пластовые согласные залежи; они часто ассоциируют с известняками и доломитами и занимают такое же стратиграфическое положение. Рудные тела хорошо выдерживаются по простиранию до нескольких километров, но мощность их обычно невелика.

Полосчатые кварцсодержащие железные руды встречаются также и вне рудоносной зоны, в южной части округа Норрботтен. Но здесь руды ассоциируют не с основными, а с кислыми вулканическими породами. Вмещающие породы во многих случаях состоят из таких метаморфизованных осадочных образований, как слюдяные сланцы или кварциты, но эти руды могут залегать и непосредственно в вулканической породе. Среди скарновых минералов наиболее распространены диопсид, тремолит-актинолит, гранат, эпидот и биотит. Содержание марганца местами довольно высокое, иногда достигает 7%. Этот элемент сконцентрирован в слоях скарна или карбоната. В некоторых рудных залежах наблюдается незначительное количество вторичного гематита, развивающегося по магнетиту.

Скарновые руды в Норрботтене залегают в зеленокаменной толще в верхней части разреза, где образуют линзовидные тела, согласные с вмещающими породами, которые состоят либо из хемогенных или терригенных осадков, либо из собственно зеленокаменных пород. Во многих случаях скарновые руды связаны с известняками или доломитами или занимают такое же стратиграфическое положение. Рудным минералом в них является магнетит, в виде исключения также гематит. Количество железа в большинстве случаев 30—40%. Руды обычно содержат небольшое количество сульфидов (пирит и пирротин с незначительной примесью халькопирита), а содержание серы в большинстве случаев превышает 1%; фосфора (апатита) до 0,1, но в некоторых залежах 1—2%. Содержание марганца обычно менее 0,1—0,2, но иногда достигает 5%.

Среди скарновых минералов преобладают тремолит-актинолит, диопсид, флогопит и серпентин. Менее обычны роговая обманка, биотит, тальк и хлорит. Иногда наблюдается марганецсодержащий файялит.

П. Гейер (1931), П. Гейер и Н. Магнуссон (1952) высказывали пред-

положение о возникновении скарновых рудных залежей Северной Швеции пирометасоматическим путем в результате поступления высокотемпературных железосодержащих растворов из гранитных интрузий. Однако сейчас все чаще высказывается мнение об их осадочном происхождении (Эрикссон, 1954; Одман, 1957; Фрич, 1966, 1967, 1970).

В рудах, непосредственно контактирующих с гранитами, признаков повышенной метасоматической переработки не наблюдается. Необходимо обратить внимание на приуроченность скарновых железных руд именно к основным вулканитам зеленокаменной толщи. Для руд характерна правильная слоистость, представляющая собой, очевидно, реликтовую осадочную текстуру. Есть все основания полагать, что руды, содержащие типичные скарновые минералы, отличаются от полосчатых кварцсодержащих железных руд лишь степенью проявления магниевого метасоматоза.

В магнетите этих руд наблюдается один и тот же характер распределения микроэлементов. В них содержится одинаковое количество Cr, Ti, Mg, Ni, Co, Mo, Cu, V, Sr и Ba; в скарновых рудах несколько меньше Zn и Mn.

По-видимому, субстратом как полосчатых кварцсодержащих руд, так и скарновых руд Северной Швеции являлись хемогенные осадки, подобные субстрату железистых пород других районов мира. Их образование нельзя связывать с выветриванием более древних пород, поскольку реликты кластических текстур в них нигде не обнаружены. Можно предполагать, что рудные компоненты поступали в первичные хемогенные железистые осадки из основных вулканических эманаций.

В процессе последующего метаморфизма железосодержащие осадки перекристаллизовывались, а карбонатный материал взаимодействовал с железом и кремнеземом, что привело к образованию скарновых минералов. Не исключено, что метаморфизм руд сопровождался привносом некоторых компонентов (например, фтора), однако масштабы подобного явления незначительны.

СРАВНЕНИЕ НЕАПАТИТОВЫХ РУД ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ

Железные руды залегают в вулканогенных породах кислого и промежуточного состава — в Центральной Швеции и основного — в Северной. Кварцево-полосчатые руды в южной части округа Норрботтен также залегают в кислых вулканогенных породах. В обоих районах руды во многих случаях ассоциируют с известняками-доломитами и занимают одинаковое с ними стратиграфическое положение. Возраст вулканогенных пород Центральной Швеции составляет более 1800, а Северной — 1880—2800 млн. лет.

Считается, что железо Центральной Швеции отложилось в трехвалентной форме (гематит или лимонит) и под влиянием последующего метаморфизма перешло в магнетит. Гематит часто сохраняется в кварцево-полосчатых рудах, особенно в слабо метаморфизированных залежах. Иногда рудным минералом является магнетит. Переход гематита в магнетит, по-видимому, синхронен со складкообразованием в вулканогенных породах и с интрузией более древних свекофенских гранитов и происходил в восстановительных условиях (Фрич, 1967). В результате метасоматоза образовались силикаты с большим содержанием магния и двухвалентного железа, причем силикаты с трехвалентным железом не образовывались. Отношение Fe^{3+} к (Fe^{2+} + Fe^{3+}), следовательно, всегда ниже в измененных породах, чем в неизмененных.

Что касается неапатитовых руд Северной Швеции, сведений о первоначальной форме, в которой здесь осаждалось железо, нет, за исключением того, что в кварцево-полосчатых рудах в Каймаярви наблюдаются псевдоморфозы по гриналиту или какому-то другому железистому силикату.

Единственным окислом железа является магнетит, если не считать вторичного гематита. То, что рудным минералом в настоящее время является магнетит, а не гематит, вероятно, обусловлено тем, что руды, особенно скарновые, содержат малое количество железистых сульфидов. В некоторых случаях сульфиды наследуют первичную слоистость руд, в других они, по-видимому, являются более поздними образованиями. Однако сульфиды считаются сингенетичными (Фрич, 1966), отложенными вместе с железом, но в некоторых случаях позднее они приобрели подвижность. Наличие сульфидов свидетельствует о восстановительной среде, вследствие этого степень окисления рудного материала была слишком низкой; поэтому нередко первичным железистым минералом являлся магнетит. В процессе дальнейшего окисления магнетит переходил в гематит, но только в тех залежах, где не было сульфидов. Неапатитовые железные руды Северной Швеции отлагались в восстановительной среде, так как они сопровождаются графит- и сульфидсодержащими осадками, двухвалентное железо в них окислено меньше, а трехвалентного железа нет.

Скарн, сопутствующий кварцево-полосчатым рудам в южной части округа Норрботтен, богат Ca — Mg или Ca — Fe^{3+} и этим очень похож на скарн, сопутствующий кварцево-полосчатым и скарновым рудам Центральной Швеции. В целом есть, по-видимому, сходство в химическом составе и геологической среде между кварцево-полосчатыми железными рудами в южной части округа Норрботтен и в Центральной Швеции.

Относительно высокое содержание фосфора в некоторых скарновых рудах Северной Швеции составляет, несомненно, важную их особенность; при этом фосфор вряд ли является вторичным, привнесенным, компонентом. В Центральной Швеции сравнительно широко развиты марганецсодержащие руды, которых почти нет в Северной Швеции.

Метаморфизм и скарнирование неапатитовых железных руд Центральной Швеции происходили в связи со складкообразованием вулканогенно-осадочного комплекса и интрузией свекофенских гранитов.

Метаморфизм неапатитовых железных руд Северной Швеции связан с интрузией гранитов Лина, хотя в данном случае не исключено влияние и более древних гранодиоритовых интрузий, поскольку возраст уранинита в одной из скарновых рудных залежей составляет 1945 млн. лет, в то время как возраст гранитов Лина 1540 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

Brotzen F.— Mesozoiska avlagringar. In: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. Sveriges Geol. Unders., Ba 16, 1962.

Eriksson T.— Sveriges Geol. Unders., C 522, 1954.

Frietsch R.— Berggrund och malmer i Svappavaarafältet norra Sverige. Sveriges Geol. Unders., 1966, C. 604.

Frietsch R.— The relationship between magnetite and hematite in the iron ores of the Kiruna type and some other iron types. Sveriges Geol. Unders., 1967 a. C. 625.

Frietsch R.— Geol. Fören. Förh., 1967 b, **89.**

Frietsch R.— Sveriges Geol. Unders., 1970. C 646.

Geijer P.— Sveriges Geol. Unders., 1925, C 324.

Geijer P.— Sveriges Geol. Unders, 1931, C 366.

Geijer P.— Geol. Fören. Förh., 1959, 81.

Geijer P.— Arkiv Min. Geol. **2**, 36, Stockholm, 1960.

Geijer P.— Some aspects of phosphorus in Pre-cambrian sedimentation. Arkiv. Min. Geol., **3**, 9, Stockholm, 1962.

Geijer P. a. Magnusson N. H.— Sveriges Geol. Unders., 1944, Ca 35.

Geijer P. a. Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of central Sweden Int. Geol. Congr., 18th sess. Great Bratain 1948, Rep. Pt XIII, 1952.

Geiler P. a. Magnusson N. H. The iron ores of Sweden. In: Symposium sur les gisements de fer du monde. XIX Congrès Géologique International Alger, 1952.

Gorbatschev R.— Geol. Fören. Förh, 1969, 91.

Hadding A.— Sveriges Geol. Unders. 1933, C 376.

Lundberg B.— Sveriges Geol. Unders., 1967, C 620.

Lundqvist T.— Sveriges Geol. Unders, 1962, C 585.

Magnusson N. H. Malmgeologi. Jernkontoret. Stockholm. Iron and sulphide ores of central Sweden. Guide to excursions Nos A 26 and C 21. Int. Geol. Congress, XXI Sess., Norden, 1960. Geol. Survey of Sweden.
Magnusson N. H., Thorslund et al.— Sveriges Geol. Unders., 1960, Ba 16.
Offerberg J.— Sveriges Geol. Unders., 1967, Af 1—4,
Padget P.— Sveriges Geol. Unders., 1970, Af 5—8.
Stålhös G.— Sveriges Geol. Unders. 1964, Ae 1.
Wellin E.— Geol. Fören. Förn., 1970.
Welin E. & Blomqvist G.— Geol. Fören. Förh., 1964, **86.**
Geol. Fören. Förh., 1966, 88.
Odman O. H.— Sveriges Geol. Unders., 1957, Ca 41.

Р. Т. Брандт: Какова взаимосвязь, если она есть, между осадочными железными рудами Северной Швеции и массивными магнетитовыми рудами залежей месторождений Кируны и Гелливаре?

Р. Фрич: Между ними нет связи. Осадочные железные руды и железные руды типа Кируна совершенно различны по минеральному составу, характеру вмещающих пород и условиям залегания.

А. С. Калугин: Ваше мнение о происхождении месторождения Гренгесберг?

Р. Фрич: Это месторождение относится к типу Кируны и, следовательно, имеет магматическое происхождение.

В. М. Чернов: Какой возраст скаполитизации и метасоматоза?

Р. Фрич: Скаполитизация, вероятнее всего, связана с гранитом Лина. Однако есть сведения, что образование скаполита в некоторых случаях относится к гораздо более древнему периоду.

В. М. Кравченко: Прошу показать на обзорной карте месторождения «Стаби» и «Мария».

Р. Фрич: К сожалению, я не знаю о существовании таких месторождений. Возможно, подобные месторождения находятся в Центральной Швеции.

В. М. Кравченко: Известны ли среди вмещающих пород этих месторождений магматические основные породы?

Р. Фрич: Такие породы были найдены среди лав (диоритов) основного состава в зеленокаменной толще. В большинстве случаев габбро относятся к наиболее древней группе интрузивов.

В. М. Кравченко: Каков абсолютный возраст рудовмещающих пород названных месторождений?

Р. Фрич: К сожалению, радиометрических определений абсолютного возраста нет. Возраст пород зеленокаменной группы, по-видимому, от 1880 (более древняя группа интрузивов) до 2800 млн. лет (гранитный фундамент).

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В. М. ЧЕРНОВ

(СССР)

Все месторождения и рудопроявления железистых кварцитов восточной части Балтийского щита залегают в суперкрустальных толщах Карельского и Кольско-Норвежского поясов карелид, имеющих близкое геолого-тектоническое строение.

В настоящее время в докембрии восточной части Балтийского щита принято выделять четыре структурных яруса, различающихся планом тектонических структур, формационным составом, особенностями магматизма и метаморфизма (Кратц, 1963, Харитонов, 1966).

Нижний структурный ярус представлен дорannепротерозойским (архейским) фундаментом, сложенным разнообразными гнейсами, гранитоидами, амфиболитами, мигматитами, подвергшимися интенсивным сложным деформациям и глубокому часто повторному метаморфизму и ультраметаморфизму.

Второй структурный этаж характеризуется развитием сложноскладчатых, пестрых по составу раннепротерозойских первично-осадочных и

осадочно-вулканических толщ испытавших региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, а в глубинных зонах — ультраметаморфизм. Во многих местах в результате интенсивной переработки древнего фундамента раннепротерозойской складчатостью и сопровождавшими ее плутоническими процессами часто трудно или невозможно отделить первый структурный ярус от второго

В третьем структурном ярусе развиты преимущественно терригенные, нередко грубообломочные отложения, частично карбонатные, шунгитовые, пелитовые породы и основные вулканиты, залегающие главным образом в разного типа наложенных структурах (мульдах, грабен-синклиналях и т. д.) Отложения этого структурного яруса отличаются низкой ступенью метаморфизма, по возрасту относятся к среднему протерозою и интерпретируются многими исследователями как образования орогенного и субплатформенного этапов развития карелид.

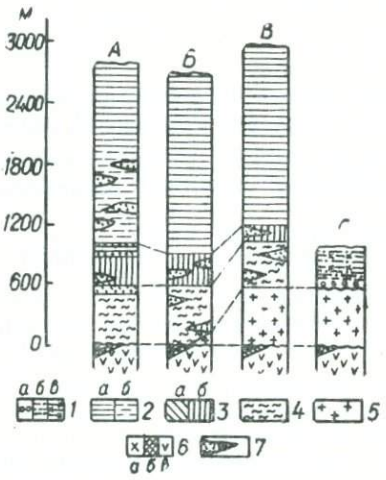


Рис. 1. Типы разрезов кольской серии (по Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайскому, 1968):

А — сводная колонка района оз. Чудзьярв — р. Кола; *Б* — район Кильдинстроя; *В* — район р. Б. Зап. Лицы; *Г* — район р. Уры. *1* — тундровая серия (*а* — конгломераты, *б* — биотитовые гнейсы, *в* — амфиболиты); *2*—*5* — кольская серия, верхняя толща: *2* — волшпахкская свита (*а* — глиноземистые гнейсы, *б* — ритмично слоистая пачка), *3* — чудзьярвская свита (*а* — ритмично слоистая пачка, *б* — кристаллические сланцы и гнейсы основного состава); *4* — пинкельяврская свита чередования гранато-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев основного состава, нижняя толща; *5* — сильно мигматизированные биотитовые гнейсы; *6* — ультраметаморфический комплекс (*а* — чарнокиты и чарнокитизированные кристаллические сланцы, *б* — нерасчлененные кристаллические сланцы основного состава и амфиболиты, *в* — комплекс гнейсо-гранитов, плагиогранитогнейсов и мигматитов); *7* — магнетитсодержащие сланцы.

Четвертый структурный ярус, представленный платформенным чехлом, сохранившимся на незначительной территории, сложен неметаморфизованными и слабо дислоцированными терригенными осадками иотния.

Железистые кварциты приурочены исключительно к отложениям второго структурного яруса, относящемуся по возрасту к нижнему протерозою (2600 — 2000 млн. лет). Незначительные залежи гематито-мартитовых руд известны также на территории Карелии в третьем структурном ярусе.

Результаты изучения геологии, литологии, геохимических особенностей железорудных толщ Карело-Кольского региона дают возможность выделить среди них три генетических типа железисто-кремнистых и железистых формаций, различающихся как парагенетическими ассоциациями пород, палеотектоническими, палеофациальными условиями осадконакопления, так и стратиграфическим положением в разрезе докембрия: 1) лептито-порфировые, 2) спилито-диабазовые, 3) кластогенно-железистые. Лептито-порфировый ряд железисто-кремнистых формаций широко распространен на территории Западной Карелии в отложениях гимольской серии (Чернов, 1969; Чернов и др., 1970) и генетически связан с проявлением нижнепротерозойского интенсивного кислого вулканизма. В настоящее время железистые кварциты, парагенетически связанные с кислыми эффузивами, выделяются и на Кольском полуострове в образованиях кольской серии (оленьегорская свита, Точилин, Горяинов, 1964) (рис. 1). Железисто-кремнистые формации этого генетического типа хорошо изучены в Карелии, где по парагенетическим ассоциациям пород среди них обособляются сланцево-лептитовая и лептито-порфировая формации.

Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация слагает нижнюю часть гимольской серии и по объему соответствует отложениям первого осадочно-вулканического цикла этой серии. Она сложена в различной степени метаморфизованными первично-осадочными и вулканическими породами,

среди которых выделяются конгломераты, гравелиты, аркозы, разнообразные глиноземистые гнейсы (гранато-биотитовые и ставролитовые). Реже встречаются туфобрекчии, кварцево-биотитовые туфосланцы, графитистые, мусковитовые, серицитовые, талько-хлоритовые сланцы и амфиболовые парасланцы и параамфиболиты.

Железистые кварциты, представленные главным образом биотитовыми, рибекитовыми и грюнеритовыми разностями, залегают в верхней части формации, где ритмично чередуются с гнейсами и сланцами.

Для сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации характерно широкое развитие наряду с вулканическими и железисто-кремнистыми породами метаморфизованных терригенных отложений, а также фациаль-

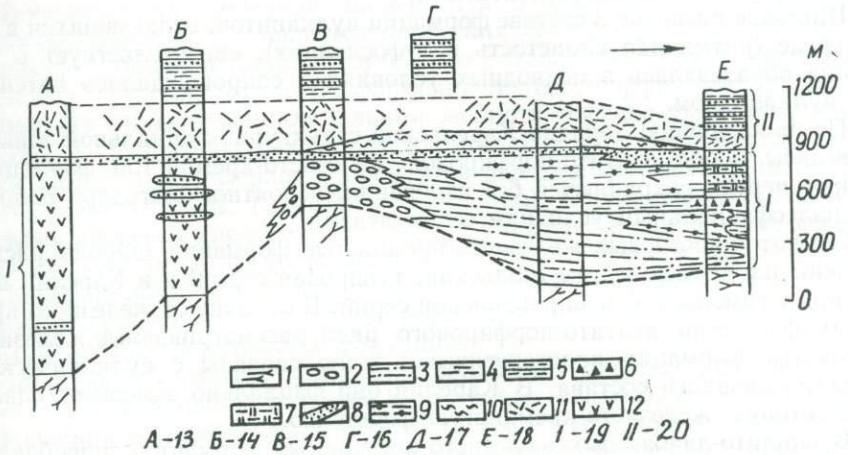


Рис. 2. Типы разрезов гимольской серии (по В. М. Чернову, 1964):

1 — гнейсо-граниты и гранодиориты архея; *2* — конгломераты и туфоконгломераты; *3* — биотитовые, биотито-гранатовые гнейсы и сланцы со ставролитом; *4* — параамфиболиты и амфиболовые парасланцы; *5* — кварцево-биотитовые, биотито-кварцевые туфогенные сланцы; *6* — туфобрекчии; *7* — графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы, талько-хлоритовые сланцы; *8* — железистые кварциты; *9* — слоистые амфиболовые сланцы с прослоями кварцево-биотито-хлоритовых туфогенных сланцев, ставролитовых и гранато-ставролитовых сланцев и гнейсов; *10* — мусковито-серицито-кварцевые сланцы и кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; *11* — лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, геллефлинты, кварцево-биотитовые туфосланцы; *12* — амфиболовые сланцы, амфиболиты, метадиабазы, образовавшиеся за счет основных эффузивов и их туфов; *13* — Маньгинский район; *14* — Совдозерский район; *15* — Гимольский район; *16* — Тумбареченский район; *17* — Хедозеро-Большезерский район; *18* — Костамукшский район; *19* — первый цикл седиментации гимольской серии; *20* — второй цикл седиментации.

ная изменчивость разрезов, обусловленная выклиниванием литологических толщ и замещением по простиранию одних пород другими.

Выделяются три этапа формирования этой формации, которые соответствуют трем группам пород (градациям),— костамукшской, большезерской и гимольской (рис. 2).

Костамукшская градация, развитая в районе Костамукшского железорудного месторождения, характеризует область фациального замещения метаморфизованных кислых пирокластических пород амфиболитами и амфиболовыми парасланцами и сложена ритмично чередующимися породами, которые сменяют друг друга в стратиграфическом разрезе и по площади.

В большезерской градации, развитой в 60—80 *км* юго-восточнее костамукшской, маломощные пласты и линзы железистых кварцитов переслаиваются с гнейсами, образовавшимися вследствие метаморфизма песчано-глинистых, глинистых отложений и маломощных туфогенных прослоев.

Характер парагенетических ассоциаций пород и особенности строения стратиграфических разрезов свидетельствуют о том, что осадки в этой части формации образовались под влиянием вулканизма, но в гораздо большем удалении от вулканических очагов, чем предыдущая градация.

Гимольская градация характеризует собой область фациального замещения грубообломочных первично-осадочных и пирокластических пород (конгломератов, туфобрекчий) кислыми туфами и лавами. Осадконакопление в этой части формации протекало вблизи архейских поднятий и сопровождалось интенсивным вулканизмом.

Лептито-порфировая железисто-кремнистая формация по объему соответствует отложениям второго осадочно-вулканического цикла гимольской серии и состоит в нижней части из вулканических пород кислого состава, превращенных в лептитовые гнейсы, порфироиды, геллефлинты и разнообразные туфогенные сланцы, а в верхней части — из железистых кварцитов, ритмично чередующихся главным образом с туфогенными кристаллическими сланцами и лептитами.

Широкое развитие в составе формации вулканитов, отлагавшихся в водной среде (ритмичная слоистость в туфосланцах), свидетельствует о том, что она образовалась в подводных условиях и сопровождалась интенсивным вулканизмом.

По простиранию Западно-Карельской структурно-фациальной зоны парагенезисы пород лептито-порфировой железисто-кремнистой формации в главных чертах сохраняются без изменения, вероятно, благодаря однотипным палеофациальным условиям седиментации.

Спилито-диабазовые железисто-кремнистые формации широко распространены на Кольском п-ве (кольская, тундровая серии) и в Карелии в отложениях гимольской и парандовской серий. В отличие от железисто-кремнистых формаций лептито-порфирового ряда рассматриваемые железисто-кремнистые формации парагенетически тесно связаны с вулканическими толщами основного состава. В Карелии они фациально замещают сланцево-лептитовую железисто-кремнистую формацию.

В спилито-диабазовых железисто-кремнистых формациях преобладают амфиболовые сланцы, амфиболиты, пироксено-роговообманковые гнейсы, образовавшиеся в результате метаморфических преобразований основных эффузивов и их туфов.

На Кольском полуострове часто встречаются горизонты парачарнокитов и глиноземистых гнейсов (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Железистые кварциты и графитистые сланцы, обогащенные сульфидами, наблюдаются в виде маломощных (0,5—15 *м*) пластов и линз среди перечисленных пород.

Характерной литологической особенностью спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации Карелии является ее ритмичное строение, заключающееся в многократном повторении в разрезе закономерно построенных пачек пород мощностью 50—200 *м*, сложенных в нижней части метаморфизованными вулканитами основного состава, а в верхней — железистыми кварцитами и парасланцами. Эти ритмично построенные пачки пород представляют собой парагенетические ассоциации, формирование которых начиналось с изменения лав основного состава и завершалось накоплением железисто-кремнистых и терригенных осадков.

Кластогенная железистая формация, представленная мартито-гематитовыми маломощными залежами и прослоями, развита главным образом в южной и юго-западной частях Карелии (Прионежье, Суоярви, Туломозеро, Янисъярви) в ятулийских отложениях третьего структурного яруса. В отличие от вулканогенных железисто-кремнистых формаций кластогенная железистая формация не образует крупных скоплений и ассоциирует исключительно с терригенными породами (песчаниками, кварцитами, песчано-глинистыми сланцами, кварцевыми конгломератами, доломитами), отлагавшимися в мелководных условиях, о чем свидетельствуют многочисленные трещины усыхания и знаки ряби в глинистых сланцах.

Источником железа мартито-гематитовых руд, вероятно, были нижнепротерозойские железисто-кремнистые и вулканические формации, которые интенсивно выветривались и разрушались в период накопления ятулийских осадков.

Корреляция разрезов и парагенетический анализ железорудных толщ Карелии и Кольского п-ва дают возможность выделить в докембрии восточной части Балтийского щита две крупные эпохи железонакопления, связанные с определенными этапами тектонического развития этой территории (Чернов и др., 1970)

В геосинклинальный период, отвечающий по времени раннему протерозою (2000—2600 ± 100 млн. лет), в Карельском и Кольско-Норвежском геосинклинальных поясах протекали процессы интенсивного вулканизма, способствовавшие формированию осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций, с которыми связаны крупные месторождения железистых кварцитов.

Намечается определенная зависимость в распределении железисто-кремнистых формаций от палеотектонических условий формирования. Так, на примере Западной Карелии отчетливо устанавливается, что осадконакопление железисто-кремнистых формаций лептито-порфирового ряда происходило на внутригеосинклинальном жестком массиве типа срединного, вероятно, в сравнительно мелководных условиях, что подтверждается наличием терригенных осадков — продуктов размыва местных поднятий фундамента (конгломераты, глиноземистые гнейсы). Одновременно интенсивно протекали процессы кислого вулканизма, приведшие к накоплению мощных вулканических толщ в ассоциации с железисто-кремнистыми осадками.

Примечательно также, что участки, которые отличаются повышенной мощностью гранитного слоя земной коры, в целом соответствуют областям развития лептито-порфировых формаций.

Интенсивный кислый вулканизм, большая мощность гранитного слоя и земной коры, широкое развитие терригенных осадков, перерывы в осадконакоплении и сравнительно небольшие мощности осадков — все это свидетельствует о геоантиклинальном режиме осадконакопления в период формирования железисто-кремнистых формаций лептито-порфирового ряда.

Спилито-диабазовые железисто-кремнистые формации образовались в иной тектонической обстановке. Пространственно они тяготеют к зонам интенсивного прогибания и глубинным разломам, ограничивающим Лапландско-Беломорский и Мурманский блоки. Эти прогибы характеризуются незначительной мощностью земной коры. Не исключено, что именно такое различие в строении земной коры восточной части Балтийского щита и определило разные типы раннепротерозойского вулканизма и различие в палеотектонических условиях формирования лептито-порфировых и спилито-диабазовых железисто-кремнистых формаций.

Вторая эпоха железонакопления связана с орогенным этапом тектонического развития (средний протерозой 2000—1750 млн. лет). В этот период Карельская геосинклинальная зона была превращена в складчато-горную страну с отложением орогенных и субплатформенных формаций сариолия и ятулия (моллассовая, песчанистая, карбонатно-терригенная, шунгитовая, наземно-вулканогенные). Железистые породы, представленные главным образом кластогенными фациями, возникли в результате разрушения и глубокого выветривания нижнепротерозойских вулканогенных толщ и железисто-кремнистых формаций

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм архея центральной части Кольского полуострова. «Наука», Л., 1968.

Горяинов П. М.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1963.

Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. «Наука», М., 1964.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия восточной части Балтийского щита. «Недра», М., 1966.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.-Л., 1969.
Чернов В. М. и др. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Изд-во «Карелия», Петрозаводск, 1970.

А. М. Гудвин: Что Вы подразумеваете под персалическими вулканитами. Относятся ли они к кальциево-щелочным породам?

В. М. Чернов: Это метаморфизованные лавы и туфы дацитового и кератофирового состава. Да, относятся.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Н. А. ПЛАКСЕНКО, И. К. КОВАЛЬ, И. Н. ЩЕГОЛЕВ
(СССР)

Территория, занимаемая Курской магнитной аномалией (КМА), огромна. Длина ее более 450 *км*, ширина достигает 130—150 *км* (рис. 1). Здесь довольно четко выделяются две полосы магнитных аномалий: северо-восточ-

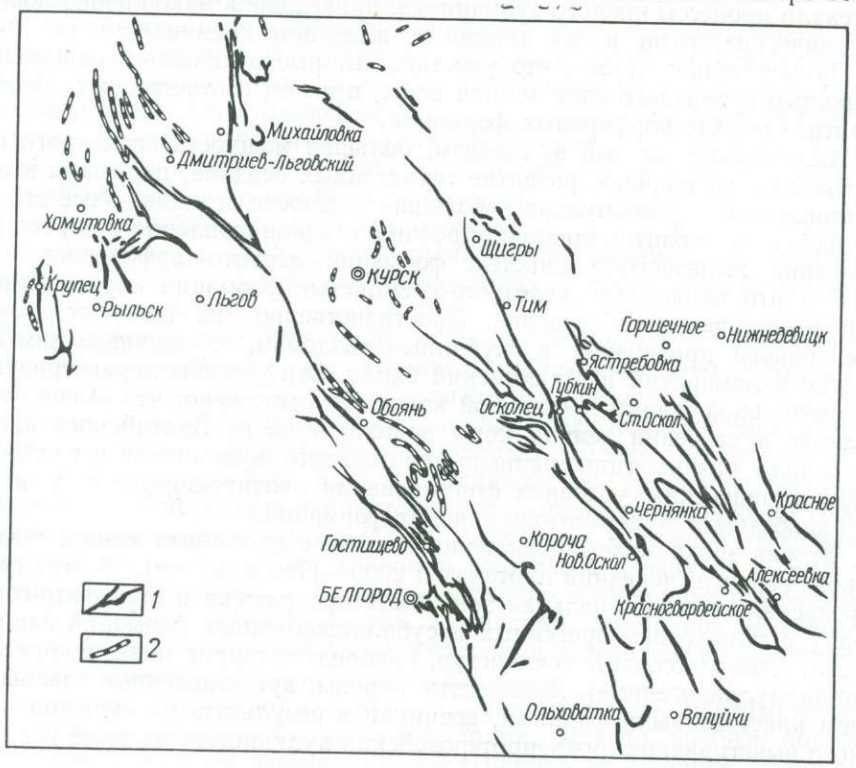


Рис. 1. Обзорная карта Курской магнитной аномалии.

Магнитные аномалии:
1 — связанные с железистыми кварцитами курской серии; *2* — связанные с железистыми кварцитами предположительно обоянской и михайловской серий

ная и юго-западная. Положение их и конфигурация определяются залеганием крутопадающих пластов железистых кварцитов в толщах сложно дислоцированных метаморфических пород. Полосы эти имеют сложное строение. Кроме четко выделяющихся протяженных магнитных аномалий, наблюдаются многочисленные короткие обрывочные аномалии, располагающиеся как между главными полосами, так и за их пределами или на их продолжении. Кристаллический фундамент на территории КМА залегает под

покровом осадочных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя на глубинах от 30 (на северо-западе) до 800 *м* (на юге и юго-западе). В настоящее время он вскрыт многочисленными буровыми скважинами и карьерами железорудных комбинатов.

В строении докембрия КМА выделяются два структурных яруса.

К нижнему ярусу (архей) относятся породы обоянской (различные гнейсы, мигматиты, гранитоиды и другие породы) и михайловской (вулканогенно-осадочные породы — продукты метаморфизма образований спилито-кератофировой формации, кварцевые порфиры) серий.

К верхнему структурному ярусу принадлежат породы протерозоя, отделенные от архейских серий стратиграфическим и структурным несогласием. Протерозойские отложения расчленяются на две серии: курскую (нижний протерозой) и оскольскую, именуемую на северо-западе курбакинской (нижний — средний протерозой). В первой сосредоточены главные массы железисто-кремнистых пород.

Породы оскольской (курбакинской) серии, залегающие на отложениях курской серии с перерывом, представлены кластогенными железистыми кварцитами, обломочными (осадочными) богатыми рудами, песчанико-во-сланцевыми и сланцево-карбонатными образованиями и кислыми эффузивами

В породах курбакинской серии Л. Г. Раскатова (Палинологическая лаборатория Воронежского университета) установила остатки простейших водорослей, позволяющие предполагать их среднепротерозойский возраст.

ТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Железисто-кремнистые породы (железистые кварциты и гнейсы) несколько раз повторяются в разрезе докембрийских образований КМА. Комплексы нежелезистых пород, заключающие их, парагенетически тесно связаны с ними и в то же время отделены стратиграфическими перерывами. В связи с этим мы выделяем четыре генетически самостоятельных и разновозрастных типа железисто-кремнистых формаций, последовательно сменяющих друг друга в истории развития региона (рис. 2): 1) железисто-кремнисто-гнейсовую (прослои магнетитовых гнейсов в породах обоянской серии); 2) железисто-кремнисто-метабазитовую (маломощные прослои силикатно-магнетитовых кварцитов в породах михайловской серии); 3) железисто-кремнисто-сланцевую (мощные толщи железистых кварцитов курской серии, заключенные в сланцах); 4) железисто-кремнисто-кластогенную (кластогенные железистые кварциты и богатые обломочные руды оскольской (курбакинской) серии.

Железисто-кремнисто-гнейсовая формация развита в пределах Курско-Бесединского участка КМА. Железисто-кремнистые породы, согласно залегающие в толще пироксен-амфиболовых, гранатовых, пироксен-плагиоклазовых гнейсов и других пород, характеризуются кварц-магнетит-пироксеновым (гиперстеновым) и гранат-магнетит-гиперстеновым составом. Текстура их массивная, неясно-полосчатая и реже линейно-полосчатая.

Прослои и пачки железисто-кремнистых пород имеют мощность от 0,8 до 35 *м* и незначительную протяженность.

Формация изучена слабо, однако очевидны ее ограниченные масштабы и продуктивность. По всем признакам она является аналогом железисто-кремнисто-гнейсовой формации архея Мариупольского участка Украинского щита.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация выделяется пока условно. Железисто-кремнистые породы ее представлены безрудными и малорудными амфиболо-магнетитовыми и хлорито-магнетитовыми кварцитами, залегающими маломощными прослоями в низах

верхней эффузивно-осадочной (кератофиро-сланцевой) свиты михайловской серии и переслаивающимися с кварц-хлоритовыми, альбит-хлорит-биотитовыми и альбит-хлорит-амфиболовыми сланцами.

Масштабы развития и продуктивность этой формации крайне ограничены, а ее взаимоотношения с железисто-кремнисто-гнейсовой формацией не ясны.

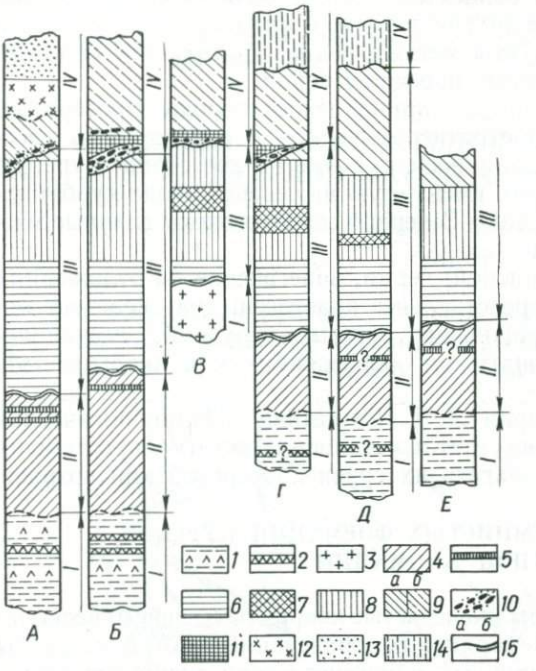


Рис. 2. Типы железисто-кремнистых формаций и их геологическое положение в разрезе докембрия КМА.

Нижний структурный ярус (I—II): *обоянская серия* (I): *1* — гнейсы и другие породы, *2* — железисто-кремнисто-гнейсовая формация, *3* — плагиограниты; *михайловская серия* (II): *4* — метаморфизованные кератоспилиты и их туфы, кварцевые порфиры, различные сланцы; *5* — железисто-кремнисто-метабазитовая формация. Верхний структурный ярус (III—IV): *курская метаморфическая серия* (III), железисто-кремнисто-сланцевая формация: *6* — породы, подстилающие толщу железистых кварцитов (метаконгломераты, метапесчаники, метагравелиты, сланцы); *7* — сланцы внутри толщи железистых кварцитов; *8* — железистые кварциты; *9а* — сланцы и метапесчаники, перекрывающие толщу железистых кварцитов. *Курбакинская (оскольская) серия* (IV), железисто-кремнисто-кластогенная формация: *10* — метаконгломераты железистых кварцитов; *11* — кластогенные железистые кварциты и богатые руды; *9б* — метапесчаники, сланцы с рудным детритом; *12* — метаморфизованные кварцевые порфиры и их туфы (*13*); *14* — углистые сланцы, метаалевролиты и метапесчаники с прослоями эффузивов; *15а* — стратиграфический перерыв; *15б* — стратиграфический перерыв и структурное несогласие; *А* — Михайловский район; *Б* — Яковлевское месторождение; *В* — Тимский район; *Г* — Осколецкое месторождение; *Д* — Салтыковское месторождение; *Е* — Коробковское месторождение.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация включает толщу железистых кварцитов курской серии, согласно залегающую в метаморфизованных типичных терригенных песчано-глинистых отложениях. Железистые кварциты непосредственно подстилаются и перекрываются филлитовидными углисто-глинистыми и кварц-серицитовыми кристаллическими слюдяными и гранато-биотитовыми сланцами. Книзу подстилающие породы сменяются метапесчаниками, метагравелитами, метадресвянниками и конгломератами из архейских пород, а также метаморфизованной корой их выветривания.

Формация залегает на различных породах эродированного архейского фундамента со стратиграфическим и структурным несогласием.

Железисто-кремнистые породы представлены магнетитовыми и главным образом железнослюдко-магнетитовыми кварцитами с различными соотношениями магнетита и гематита. Для слагаемых ими толщ характерна четкая аутигенно-минералогическая зональность.

Масштабы распространения этой формации огромны, а продуктивность самая высокая.

Главными генетическими типами железисто-кремнистых пород формации являются такие кварциты: а) малорудные (с магнетитом) и безрудные силикатно-карбонатные (безрудная силикатно-карбонатная закисная фация); б) силикатно (куммингтонито)-магнетитовые с железисто-магнезиальными карбонатами (рудная карбонатно-силикатно-железистая, окисно-закисная фация); в) магнетитовые (рудная магнетитовая закисно-окисная фация); г) железнослюдко-магнетитовые; д) магнетито-железнослюдковые и е) железнослюдковые. Три последних типа принадлежат к рудной гематитовой окисной фации. Железнослюдковые кварциты развиты незначительно.

Каждый из выделенных типов характеризуется вполне определенным минералогическим составом, геохимическими особенностями, текстурами и структурами и закономерным положением в разрезе формации.

Строение железорудной свиты формации неодинаково в различных частях территории КМА, что выражается в значительных изменениях ее мощности, фациального состава железистых кварцитов и различном количестве пластов и прослоев, находящихся в железорудной свите.

Однако если все генетические типы железисто-кремнистых пород расположить в порядке их естественного чередования между подстилающими и перекрывающими породами (не принимая во внимание переслаивание соседних типов), то мы получим такой обобщенный разрез железисто-кремнисто-сланцевой формации (сверху вниз):

Сланцы филлитовидные, углистые.
Кварциты безрудные и малорудные силикатно-карбонатные. В контакте со сланцами — тонкие прослои карбонатно-магнетитовых руд.
Кварциты рудные куммингтонито (силикатно)-магнетитовые с магнезиально-железистыми карбонатами.
Кварциты магнетитовые.
Кварциты железнослюдково-магнетитовые.
Кварциты магнетито-железнослюдковые и железнослюдковые.
Кварциты железнослюдково-магнетитовые.
Кварциты магнетитовые.
Кварциты куммингтонито (силикатно)-магнетитовые.
Кварциты безрудные и малорудные силикатно-карбонатные. В них иногда встречаются прослои и линзы карбонатно-магнетитовых руд и куммингтонитовых сланцев.
Руды карбонатно (сидерит-пистомезит)-магнетитовые с сульфидами и пирит-карбонатные с магнетитом. Сульфидные руды расположены ближе к контакту со сланцами и в сланцах; карбонатно-магнетитовые тяготеют к контакту с безрудными кварцитами и проникают в толщу последних.
Сланцы филлитовидные, графитистые, кристаллические, значительно пиритизированные в верхней части. В них иногда встречаются прослои сульфидных и карбонатно-магнетитовых руд.
Аркозовые метапесчаники, безрудные кварциты бластопсаммитовой структуры, метагравеллиты, метаконгломераты.

Карбонатно-магнетитовые и пирито-карбонатные руды в разрезе формации встречаются локально.

Этот разрез железорудной толщи между подстилающими и кроющими породами мы рассматриваем как отражение одного простого цикла седиментации, характеризовавшегося сходными, но не тождественными условиями отложения осадков в начале и конце его. К середине цикла закономерно изменяются литологические особенности пород, что свидетельствует о закономерном возрастании глубины седиментации отложений, постепенно уменьшается количество более чистых железисто-кремнистых осадков. Самыми глубоководными являются гематитовые и магнетито-гематитовые кварциты.

Положение отдельных фаций на профиле от берега вглубь следующее:

1) безрудные фации: бластопсаммитовые безрудные кварциты — метапесчаники — сланцы — безрудные и малорудные силикатно-карбонатные кварциты (силикатно-карбонатная фация); 2) рудные фации: карбонатно-силикатно-железистая (силикатно-магнетитовые кварциты) — магнетитовая — гематитовая.

В пределах фациального профиля, начиная от силикатно-карбонатной фации вглубь, закономерно изменяется состав рудных минералов, карбонатов и силикатов.

Идеальный фациальный профиль формации возникает в условиях плавного понижения дна от берега в глубь бассейна, что обусловливает распределение осадков по их гранулометрическому составу, уменьшение роли пелитоморфного материала и увеличение железисто-кремнистых коллоидов, рассеивание органического вещества в соответствии с гранулометрическим составом

осадков и максимальное накопление его на пелитах, а затем постепенное уменьшение вглубь. С этим последним обстоятельством связано понижение *Eh* в зоне стыка сланцев и безрудных кварцитов, возникновение умеренного сероводородного заражения и появление в этом месте слабо выраженной сульфидной подфации сланцев или локально-рудной закисной фации (карбонат-магнетитовые и пирит-карбонатные руды).

Далее от берега в соответствии с уменьшением количества органических веществ и снижением активности разложенной органики восстановительная обстановка постепенно сменяется восстановительно-окислительной, а затем окислительной, что обусловливает постепенное возрастание роли окисных форм железа и его минералов от наиболее мелководной части рудного отрезка фациального профиля к наиболее глубоководной. Возникает четкая аутигенно-минералогическая зональность, являющаяся одной из характернейших особенностей фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации (рис. 3). От начала к концу фациального профиля закономерно изменяются все признаки пород.

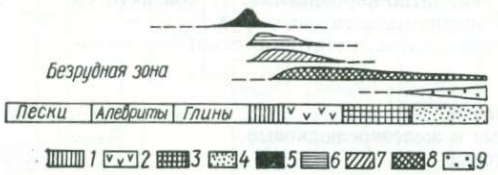


Рис. 3. Аутигенно-минералогическая зональность фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации:

1 — малорудные и безрудные кварциты; *2*—куммингтонито-магнетитовые; *3* — магнетитовые; *4* — гематито-магнетитовые кварциты; *5* — пирит; *6* — сидерит-пистомезит; *7* — железистые силикаты (куммингтонит); *8* — магнетит; *9*—гематит.

Иногда на фациальном профиле наблюдаются осложнения, выражающиеся в появлении на стыке фаций сланцев и безрудных силикатно-карбонатных кварцитов нового типа пород — первично-осадочных карбонатно-магнетитовых и пирит-карбонатных руд, развитых незначительно. Их появление, очевидно, связано с возникновением местных впадин и барьеров дна бассейна, в пределах которых создается богатая сероводородом и органикой интенсивно восстановительная обстановка.

Изучение состава седиментационных циклов, степени их развития и частоты чередования в разрезе формации дает возможность установить закономерное изменение условий седиментации от менее устойчивых (более мелководных) на востоке бассейна КМА (северо-восточная полоса) к более устойчивым глубоководным на западе (северо-западная полоса), вследствие чего возрастает роль железисто-кремнистых пород окисной фации в толще железистых кварцитов в этом же направлении. Таким образом, область максимального сноса и береговая линия бассейна располагались восточнее северо-восточной полосы КМА.

Маломощные толщи железистых кварцитов (менее 200 *м*), формирующиеся в прибрежных условиях (главным образом восточная часть северо-восточной полосы), сложены почти исключительно закисными и окисно-закисными рудными железистыми фациями и характеризуются максимальными суммарными мощностями заключенных в них пластов и прослоев сланцев. С увеличением общей мощности толщи железистых кварцитов в ее составе увеличивается удельный вес окисных железистых фаций и резко уменьшается количество прослоев и пластов сланцев (главным образом юго-западная полоса). Подобная же зависимость наблюдается и по простиранию полос железистых кварцитов. Из анализа этих закономерностей можно сделать вывод, что железорудный процесс был крайне чувствительным (особенно на мелководном участке рудных фаций) к незначительным изменениям условий его протекания и что соотношение мощностей различных генетических типов железистых кварцитов в слагаемых ими толщах предопределено условиями осадконакопления и является унаследованным. Эти же материалы подтверждают вывод, что железисто-кремнистые породы юго-западной полосы формировались в общем в более глубоководных условиях по сравнению с северо-восточной полосой.

Вопрос о характере бассейна седиментации остается дискуссионным.

Некоторые исследователи полагают, что северо-восточная и юго-западная аномальные полосы являлись изначально обособленными структурно-фациальными зонами. Нам представляется, что закономерное изменение фаций как подстилающих железорудную свиту терригенных пород, так и железисто-кремнистых образований от более мелководных на востоке КМА к более глубоководным на западе позволяет предполагать, что бассейн КМА был в общем единым и что обособление территорий северо-восточной и юго-западной зон могло начаться не ранее отложения кроющих сланцев железорудной свиты курской серии.

Существует отчетливая закономерная связь между литологическими типами пород, их положением на фациальном профиле и ведущими геохимическими и иными признаками пород и минералов.

Одной из наиболее характерных черт фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации является сглаженно-упорядоченное распределение химических компонентов, которое обусловливает следующие особенности:

а) вполне однородная направленность в распределении на всем протяжении фациального профиля сохраняется лишь для железа и кремнезема: содержание первого закономерно возрастает, а второго убывает от наиболее грубозернистых терригенных прибрежных образований к наиболее глубоководным железисто-кремнистым породам;

б) распределение всех остальных породообразующих компонентов в областях развития безрудных и железорудных фаций резко различно. В первых наблюдается общее увеличение содержания всех компонентов с переходом ко всем более отдаленным от берега пелитовым фациям сланцев и безрудных кварцитов (кремнистых илов), а во второй — их закономерное уменьшение от закисно-окисной силикатно-карбонатно-железистой фации к окисной гематитовой. Характерно, что в последнем случае содержание всех компонентов тесно связано с соотношениями магнетита и гематита в железистых кварцитах, которое уменьшается с увеличением количества гематита в железистом кварците;

в) в пределах фациального профиля формации в химическом составе железистых кварцитов (т. е. рудных концентраций железа) наблюдается резкое отделение железа от серы, фосфора, марганца и других компонентов.

Весьма показательно распределение элементов-примесей в породах и минералах на фациальном профиле формации, установленное по данным полуколичественных и количественных спектральных анализов пород и минералов (магнетита, гематита, кварца, пирита и др.): содержание всех элементов-примесей в породах закономерно уменьшается от сланцев к железистым кварцитам, а в последних — по мере обогащения их гематитом; избирательная концентрация одних элементов в рудных минералах, а других в кварце обусловлена избирательной сорбцией их гелями гидратов окислов железа и кремнезема в процессе коагуляции и седиментации и характером геохимических связей элементов; соотношение и относительная степень концентрации элементов примесей в данном породообразующем минерале в пределах одной фации сохраняется; но содержание элементов-примесей не остается постоянным, а закономерно изменяется в зависимости от того, в какой части фациального профиля возникал исходный осадок. Максимальное содержание элементов-примесей в минералах наблюдается в глинистых (сланцы) и илистых (безрудные и малорудные кварциты) осадках и закономерно снижается для рудных фаций по мере обогащения железистых кварцитов гематитом и соответствующего уменьшения в них пелитоморфного материала.

Таким образом, распределение элементов-примесей в породообразующих минералах на фациальном профиле полностью соответствует их распределению в породах, а геохимический профиль формации по элементам-примесям аналогичен профилю по основным породообразующим элементам.

Все это свидетельствует о преимущественной миграции элементов-примесей в растворенном состоянии, сорбированном коллоидными мицеллами.

Важное генетическое значение имеют величины отношений некоторых пар элементов в породах и минералах и характер изменения этих величин на фациальном профиле формации. Установлено, что отношения средних содержаний и молекулярных количеств SiO_2 : Fe, P : Fe, Mn : Fe, Al_2O_3 : SiO_2, Ti : Al, Ti : V, Ge : Fe и Sr : Ba в породах на участке рудных фаций профиля закономерно уменьшаются от силикатно-магнетитовой фации к гематитовой. Аналогичным образом изменяются величины отношений некоторых элементов в магнетите и кварце.

Для суждения о генезисе железисто-кремнистых пород формации важно отметить, что отношения Ti : V и Si : Ba в породах и минералах всегда больше единицы, при этом первое изменяется в пределах 1,33—10,9. Показательна прямая корреляция титана и алюминия в породах и минералах, а также преобладание MgO над CaO в породах всего фациального профиля.

Рассмотренные геохимические особенности пород и минералов и их закономерная связь с литологическим составом (фациями) пород и положением последних на фациальном профиле формации с несомненностью свидетельствуют об исключительной роли первичных процессов седиментации в формировании современного геохимического облика пород формации, об унаследовательности этого облика от первичных осадков.

Фациальному профилю железисто-кремнисто-сланцевой формации вообще присущи главнейшие черты идеального профиля осадочных формаций.

Физические свойства рудных минералов железистых кварцитов (отражательная способность, микротвердость, термо-е. д. с.) также изменяются закономерно в зависимости от положения минерала в разрезе формации и на фациальном профиле. Отражательная способность уменьшается, а микротвердость и термо-е. д. с. возрастают для одноименных минералов более глубоководных рудных фаций.

Все вместе взятое указывает на происхождение железистых минералов формации из коллоидов гидроокислов железа, отличавшихся некоторыми особенностями в зависимости от удаленности места их седиментации от начала рудных фаций фациального профиля.

Железисто-кремнисто-кластогенная формация распространена неповсеместно и встречается лишь в тех районах, где на толще железистых кварцитов несогласно залегают перекрывающие породы.

Кластогенные железисто-кремнистые породы этой формации представляют собой главным образом продукты разрушения, перемыва и переотложения железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации. Они характеризуются в одних случаях ярко выраженным, в других — несколько замаскированным типичным кластогенным сложением. Среди них встречаются как грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты), так и породы с псаммитовой и алевролитовой размерностью частиц (мартитовые метапесчаники, железистые кварциты грубослоистой, линзовослоистой, желваковистой и тонкополосчатой текстур). Наряду с бедными железом и малорудными железистыми породами в составе формации значительное место занимают рудные железистые кварциты, а также богатые песчанистые тонкослоистые железные руды с грубым ритмичным сложением.

В разрезе формации наблюдаются фациальные переходы между некоторыми из указанных пород. Груборитмичное сложение и дифференциация материала в разрезах ритмов — весьма характерные черты всех пород формации.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕРРИГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

Сопоставление ведущих геологических особенностей железисто-кремнистых формаций терригенно-осадочного и вулканогенно-осадочного ряда дает возможность установить кардинальные различия между ними.

Первые отличаются характером взаимоотношения железистых свит с вулканогенными породами; составом и генезисом пород, непосредственно вмещающих железистые свиты и разделяющих железистые горизонты; масштабами развития железистых свит и характером железистых горизонтов; продуктивностью железистых свит (процентное соотношение железистых пород и мощности свит); количеством и мощностями отдельных железистых горизонтов в свитах; минеральным составом железистых кварцитов и внутренним строением железистых горизонтов; геохимическими признаками.

Прекрасный материал, свидетельствующий о генетической самостоятельности терригенно- и вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций, мы получаем при сравнении главных особенностей формаций курской серии КМА и гимольской серии Карелии. В последней (В. М. Чернов и др.) выделено три вулканогенные железисто-кремнистые формации: спилито-диабазовая, сланцево-лептитовая и лептито-порфировая. Первые две замещают друг друга фациально, последняя залегает стратиграфически выше сланцево-лептитовой, сменяя ее и спилито-диабазовую во времени.

Для всех формаций гимольской серии характерна тесная связь с вулканогенными породами. Хотя в составе железорудной толщи сланцево-лептитовой формации вулканогенных пород нет, подстилающая ее пачка представлена в основном метаморфизованными кислыми пирокластами.

Наиболее распространенной и продуктивной является сланцево-лептитовая формация, однако и она в этом отношении значительно уступает железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА и Украинского щита.

Фациальные профили карельских формаций резко отличны от железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА. Железорудный отрезок профиля вулканогенных формаций представлен только амфиболо-магнетитовыми и биотито-магнетитовыми кварцитами. В последних с появлением рибекита наблюдается значительное содержание гематита.

Наряду с определенным сходством геохимических особенностей одноименных рудных фаций фациальных профилей сопоставляемых формаций (что говорит о ведущей роли химической дифференциации при железисто-кремнистом осадконакоплении) проявляются и некоторые существенные отличия.

Сглаженно-упорядоченное распределение элементов в фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации присуще только рудной части фациального профиля вулканогенно-осадочных формаций, на безрудном участке — распределение элементов пестрое.

В амфиболо-магнетитовых, биотито-магнетитовых и магнетитовых кварцитах вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии наблюдается во всех случаях более высокая концентрация марганца, магния, кальция, серы, фосфора, меди, никеля, кобальта, бария, чем в железисто-кремнисто-сланцевой формации. Исключение составляют фосфор и никель для лептито-порфировой и никель для сланцево-лептитовой формаций, концентрации которых одинаковы, как и в аналогичных кварцитах железисто-кремнисто-сланцевой формации.

По сравнению с терригенно-осадочной формацией более высокие концентрации марганца, магния, кальция, серы, кобальта, бария и более низкие фосфора, стронция, ванадия и германия свойственны и литологическим типам сланцев, подстилающих железорудные толщи вулканогенных формаций. Медь характеризуется более высокими концентрациями лишь в

сланцах спилито-диабазовой формации, а никель — в сланцах спилито-диабазовой и лептито-порфировой формаций.

Не наблюдается преобладания магния над кальцием.

На рудном участке фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА отношение средних содержаний Ti : Al, Ti : V, Sr . Ba закономерно уменьшается к наиболее глубоководной окисной гематитовой фации; а в фациальном профиле вулканогенных формаций Карелии наоборот.

Величина отношений средних содержаний Ti : V в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации изменяется в пределах 10,9—1,33, тогда как для вулканогенных формаций эти величины составляют 25—85.

Величина отношений Sr : Ba в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации всегда больше 1, а в вулканогенных формаций меньше 1.

Еще более разительны отличия железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации и подводно-вулканогенных (эксгаляционных) железных руд постпротерозойского возраста

Приведенные данные убедительно свидетельствуют, что железисто-кремнистые породы терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций докембрия имеют некоторые свойственные им специфические черты, обусловленные различной природой исходных железисто-кремнистых осадков.

Таким образом, уверенная диагностика формационной принадлежности железистых кварцитов докембрия вполне возможна. Это делает беспредметными попытки некоторых исследователей объяснить происхождение всех железисто-кремнистых пород докембрия только с позиций вулканогенно-осадочной гипотезы. Главнейшими признаками терригенно-осадочного происхождения железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевых формаций являются:

а) развитие континентальных кор выветривания (КМА, Кривой Рог, Карсакпай и другие районы) на породах зеленокаменной и железисто-кремнисто-вулканогенных формаций под нижней терригенной формацией, залегающей в основании железорудных свит железисто-кремнисто-сланцевых формаций.

Это свидетельствует о том, что накопление железисто-кремнисто-сланцевых формаций отделено во времени от накопления вулканогенных пород и связанных с ними железисто-кремнисто-вулканогенных формаций. Последние служили источником мобилизации железа и кремнезема для железисто-кремнисто-сланцевой формации в процессе интенсивного выветривания;

б) залегание железистых кварцитов в толщах типичных терригенных осадков. Базальная для железистых кварцитов толща дифференцирована по гранулометрическому составу: от конгломератов (в основании) через метапесчаники до филлитов (в верхней контактирующей с железистыми кварцитами части);

в) аутигенно-минералогическая зональность и геохимический облик фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевых формаций аналогичны типичным морским (океаническим) формациям.

Аутигенно-минералогическая зональность могла возникнуть в стадию диагенеза лишь при условии поступления в бассейн железа главным образом в форме гидратов окиси. Различная степень восстановленности последних на фациальном профиле формации обусловливалась закономерным распределением органических веществ;

г) закономерное изменение мощностей железорудных свит, соотношения различных фациальных типов железистых кварцитов и суммарных мощностей прослоев сланцев в направлении от береговой линии бассейна седиментации вглубь;

д) пассивность тектонического режима времени накопления железисто-кремнистых осадков, о чем свидетельствуют особенности литологического состава пород формации, упорядоченность распределения всех элементов

на ее фациальном профиле (ведущая роль растворов в миграции элементов) и отсутствие внутриформационных размывов внутри толщи железистых кварцитов.

Таким образом, применение методов осадочной геологии, литолого-фациального и формационного анализов для изучения древних метаморфических образований имело огромное значение в решении сложнейшей проблемы происхождения железисто-кремнистых пород докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Корбуш И. И.— Труды ОКМА, 7, 1926.

Белевцев Я. Н.— ДАН СССР, 1954, 97, 3.

Голивкин Н. И.— Бюлл. НТО комитета КМАруда и НИИКМА, № 1, 1962.

Доброхотов М. Н.— Геол. журн. АН УССР, 1964, 2.

Доброхотов М. Н.— Сов. геология, 1961, 11.

Зайцев Ю. С.— В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, 1963.

Зайцев Ю. С.— Сов. геология, 1965, 7.

Зайцев Ю. С.— Труды 3-го совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы, Воронеж, 1966.

Каляев Г. И.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. 2. Изд-во АН УССР, К., 1966.

Калганов М. И.— В кн.: Работы горно-геологической станции на Курской магнитной аномалии, М., 1960.

Копаев В. В.— Труды Воронежск. ун-та, 66, 1968.

Никитина А. П.— В кн.: Латериты. Изд-во АН СССР, М., 1964.

Павловский В. И., Жаворонкин И. А.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, 2. Калуга, 1959.

Плаксенко Н. А.— Труды совещания по геологии и полезным ископаемым ЦЧО. Воронеж, 1957.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.

Русинович И. А.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, 2, 1959.

Семененко Н. П.— Сов. геология, 1962, 2.

Семененко Н. П.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.

Семененко Н. П.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, 2. «Наукова думка», К., 1967.

Страхов Н. М.— Изв. АН СССР, 1962, серия геол., 5.

Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В.— Тезисы межобластного совещания по геологии и полезным ископаемым ЦЧО, Воронеж, 1962.

Чайкин С. И.— В кн. Материалы по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Чайкин С. И.— В кн.: Работы горно-геологической станции на КМА. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Чайкин С. И.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.-Л., 1964.

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ

П. М. ГОРЯИНОВ
(СССР)

В пределах Балтийского щита, как и в других докембрийских регионах, широко развиты железные руды кремнисто-железистого ряда. Исследователи докембрия Балтийского щита отмечают потенцально высокие коррелятивные свойства железисто-кремнистых пород, поэтому каждая региональная стратиграфическая схема докембрия включает данные о

железорудных гнейсах. Существенны разногласия в оценке событий в раннем докембрии, в том числе в определении границы архей — протерозой, т. е. времени, к которому по общему признанию относится железорудный процесс. На основании структурно-фациальных особенностей некоторых железорудных толщ Балтийского щита можно обосновать критерии их структурной автономии и корреляции в пределах щита, учитывая также анализ нескольких лучше изученных железорудных районов Швеции, Карелии и Кольского п-ва. Однако ни одна из названных зон не напоминает классическую линейную структуру (например, Криворожскую, на Украинском щите), которая протягивается узкой зоной на расстояние более 250 *км*. Общим отличием железорудных зон Балтийского щита от Криворожской зоны Украинского щита (возможно, и некоторых других) является, по-видимому, более ярко выраженная приподнятость фундамента. К. О. Кратц (1963), характеризуя Западно-Карельскую синклинальную подзону карелид, отмечает, что в ее пределах широко распространены архейские образования. При ширине 50—70 и протяженности 400—500 *км* Западно-Карельская подзона неоднородна по своему строению. Здесь архейские глыбы, которые контрастно выделяются вследствие глубокой эрозии протерозойских структур, окаймляются складчатыми отложениями нижнего протерозоя *.

Архейские образования представлены гнейсо-гранитами или гнейсо-диоритами, часто мигматизированными. Суперкрустальные породы нижнего протерозоя, объединяемые в гимольскую серию, слагают вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации. Согласно исследованиям В. М. Чернова (1964), толща Костамукшского месторождения (рис. 1) представлена туфобрекчиями, железистыми кварцитами, лептитами, геллефлинтами по кислым лавам и туфам, а также амфиболовыми сланцами и амфиболитами. В основании разреза установлены гранитные конгломераты с плагиоклазо-амфиболовым цементом.

Породы железорудной толщи Костамукшского месторождения образуют узкую синклинальную зону, заключенную между выступами глыб архейского фундамента. Структурные исследования Ю. И. Лазарева (1967) показали, что все нижнепротерозойские движения являются более поздними по отношению к порфиробластическим биотитовым гнейсам фундамента. Вблизи контакта гнейсы фундамента рассланцованы параллельно сланцеватости протерозойских пород. Подобные соотношения вулканогенно-осадочных железорудных толщ гимольской серии установлены в районе Суккозера, на Межозерском и Гимольском месторождениях магнетитовых кварцитов.

Железорудные толщи Северной и Центральной Швеции, хотя и имеют признаки формационного различия (Формозова, 1966), но, по общему признанию шведских геологов, одновозрастны — архейские. П. Гейер и Н. Магнуссон (Geier, Magnusson, 1964) считали, что в Центральной Швеции лептитовая серия с железными рудами — самое древнее геологическое подразделение. В основании серии залегают натриевые породы (риолиты, метадациты, метаандезиты), а выше — калиевые (кварцевые порфиры, калиевые риолиты) с пластовыми залежами известняков и железных руд.

В процессе регионального метаморфизма в условиях дифференцированного распределения давления породы железорудной лептитовой серии превратились в полосчатые венитовые гнейсы с альмандином, силлиманитом, биотитом и кордиеритом. «Гранитное» окружение лептитовой серии представлено древними, как их считали, синкинематическими существенно натриевыми гранито-гнейсами (граниты Ур, Иорн), прорванными более молодыми субщелочными калиевыми гранитами (Ревзунд, Лина, Стокгольм и др.) (рис. 2). Как отмечает П. Гейер (1967), для древних «гранитов» характерно следующее: изометричная или слабо вытянутая форма массивов, кон-

* Подобные соотношения архейских образований с протерозойскими являются, как выяснилось, типоморфными для большинства железорудных толщ.

такты которых согласны со складчатой структурой вмещающих пород; обычно «граниты» не содержат ксенолитов вмещающих пород даже в зонах контакта; апофизы во вмещающие породы не типичны; пегматитов, связанных с этими «гранитами», нет. Во вмещающих лептитах на контактах с ними часто не наблюдается признаков перекристаллизации. Линейная структура «гранитов», обычно субгоризонтальная, в периферических зонах приобретает ориентировку, свойственную лептитам. Все названные выше признаки присущи соотношениям вулканогенно-осадочных (лептитовых) железорудных

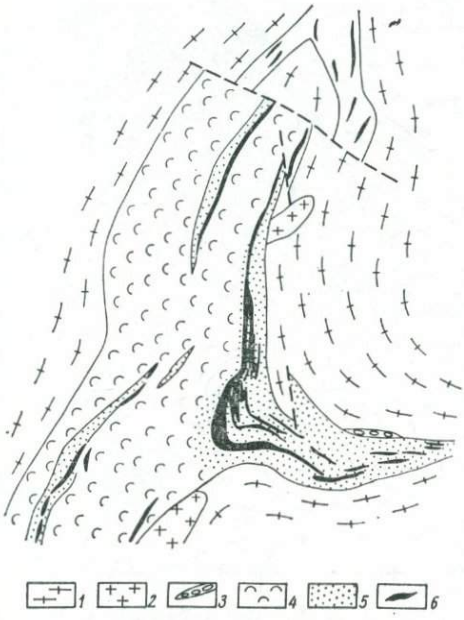


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Костамукшского месторождения железистых кварцитов в Западной Карелии (по данным В. М. Чернова, 1964):

1 — породы фундамента (плагиоклазовые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты); *2* — микроклиновые граниты; *3* — базальные гранитные конгломераты; *4* — метабазиты (амфиболиты, амфиболовые сланцы); *5* — лептиты и геллефлинты (кислые вулканиты), туфосланцы; *6* — железистые кварциты.

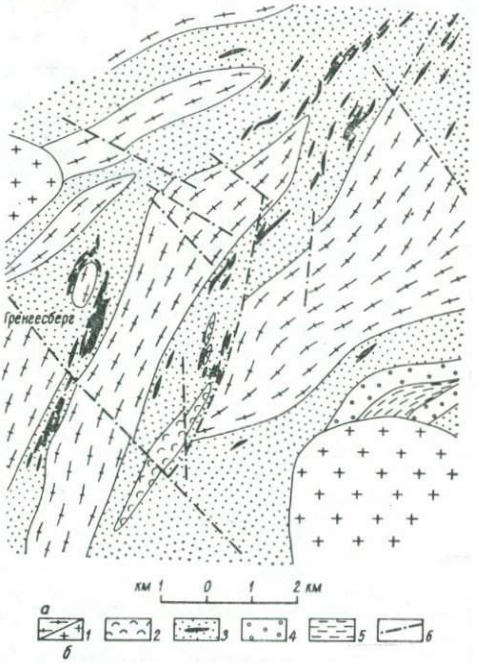


Рис. 2. Геологическая карта рудного района Гренгесберг, Центральная Швеция, по П. Гейеру и Н. Магнуссону (Geijer och Magnusson, 1944):

1 — гранитоиды: *а* — древние, «синкинематические» гнейсо-граниты (фундамент в нашем представлении); *б* — молодые микроклиновые граниты; *2* — метабазиты; *3* — лептиты и геллефлинты с линзами железных руд. Вышележащий осадочный комплекс: *4* — граувакки; *5* — серые графитистые сланцы; *6* — разрывы.

формаций с гнейсо-гранитами фундамента, как в Западно-Карельской подзоне (Кратц, 1963).

Значительный интерес представляет район Кируны с ее знаменитыми железными рудами, которые залегают в щелочных и кислых вулканитах порфиро-лептитовой серии — формационном аналоге среднешведской лептитовой серии (Формозова, 1966, 1968).

Самыми древними в стратиграфическом разрезе являются древние граниты, гнейсо-граниты и гнейсы (рис. 3, 4). Эти древние «граниты», как и в Центральной Швеции, не имеют признаков интрузивного происхождения. С перерывом (и с базальными гранитными конгломератами в основании) на древних гранитах залегает зеленокаменная толща Кируны, состоящая из метаморфизованных спилитов, шаровых лав, диабазовых метамандельштейнов, туфогенных пород с линзами джеспилитов. Основные вулканиты согласно перекрываются довольно мощным горизонтом обломочных пород — полимиктовыми вулканическими конгломератами Курраваара. На конгломератах Курраваара залегают кислые щелочные вулканиты (так называемые сиенит-порфиры Кируны). О. Эдман (Ödman, 1957) отнес эти

породы к кератофирам и кварцевым кератофирам. Понятие «сиенит-порфир» он сохраняет для пород, переходных к сиенитам, которые имеют все признаки глубинных пород. Верхняя часть сиенит-порфиров представлена порфировыми риолитами. Они являются подстилающими породами для линзы магнетитовых и апатито-магнетитовых руд месторождений Кируны (с телами

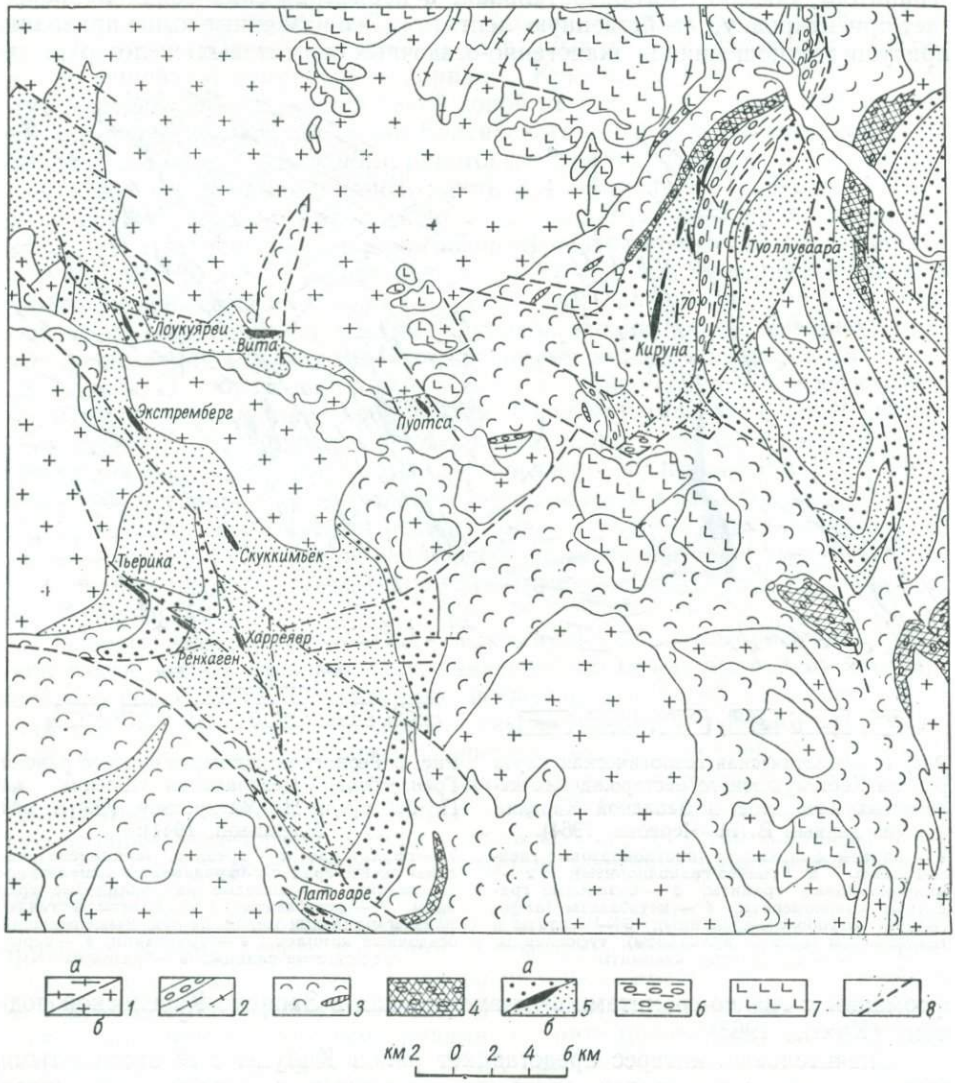


Рис. 3. Геологическая карта района Кируна, Северная Швеция, по Ж. Оффербергу (Offerberg, 1967):

1 — гранитоиды: *а* — древние гнейсо-граниты («гнейсо-сиениты») — предполагаемый фундамент, *б* — молодые пертит-граниты, мигматиты и мигматит-граниты, пегматоидные граниты; *2* — базальные гранитные конгломераты; *3* — метабазиты («гринстоны») — шаровые лавы, диабазовые порфириты и их туфы, а также мелкие линзы джеспилитов; *4* — вулканический полимиктовый конгломерат Курраваара; *5* — кислые вулканиты Кируны: *а* — кератофиры, частично гипабиссальные породы («сиенит-порфиры»), *б* — риолиты, кварцевые порфиры с железными рудами; *6* — осадочные породы комплекса Верхняя Хауки (серия Вакко); *7* — габброиды; *8* — разрывы.

«Сигрид», «Консул», «Виктор») и Луоссаваара. Рудное тело разделяет сиенит-порфиры и залегающие выше кварцевые порфиры. Эдман называет их липаритами. Кварцевые порфиры несогласно перекрываются филлитами, кварцитами и конгломератами комплекса Верхняя Хауки (серия Вакко).

Основные и кислые вулканиты Кируны имеют аналоги среди высокометаморфизованных пород, развитых к северу и востоку. Это амфиболиты, лептиты, гнейсы с гранатом и силлиманитом.

Описанный выше разрез глубоко дифференцированных эффузивных пород Кируны позволяет следующим образом интерпретировать происходившие здесь раннедокембрийские события.

Между глыбами или блоками гранитоподобных пород («древних гнейсов») с первичными чертами начальной дифференциации коры по расколам, окаймляющим эти глыбы, произошло интенсивное подводное излияние спилитов, диабазов, сопровождающееся накоплением туфогенов и небольших тел джеспилитов. Ему предшествовал некоторый перерыв, во время которого сформировался горизонт базальных гранитных конгломератов. Излия-

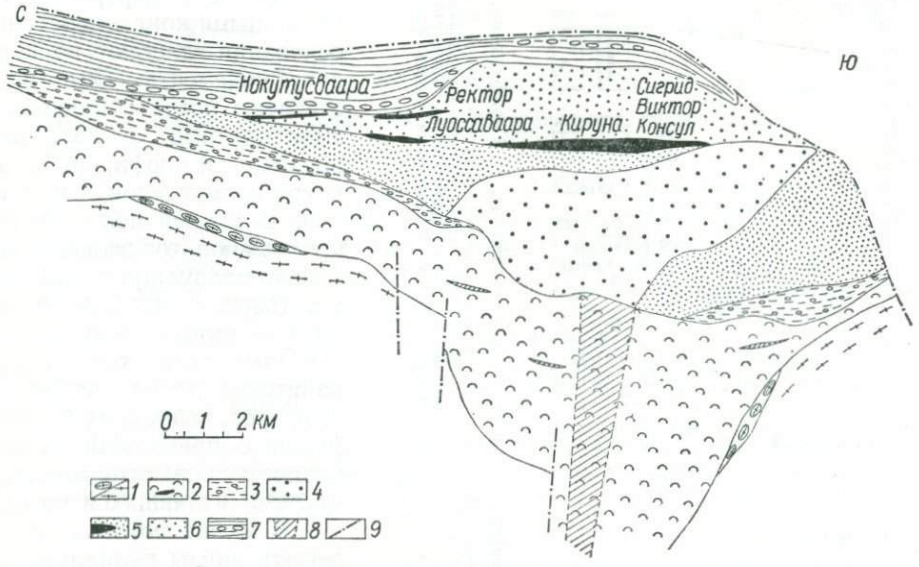


Рис. 4. Продольный геологический разрез комплекса Кируны (составлен автором по данным Ж. Оффербергa) (Offerberg, 1967):

1 — гранитизированный комплекс пород основания с базальными гранитными конгломератами в кровле; *2* — метабазиты («гринстоны») с линзами магнетитовых кварцитов; *3* — вулканический конгломерат Курраваара; *4* — кератофиры («сиенит-порфиры»); *5* — риолиты и кварцевые кератофиры с главными рудными телами апатито-магнетитовых руд; *6* — кварцевые порфиры и пирокластические породы с полосчатыми железными рудами типа джеспилитов (Ректор); *7* — осадочные породы комплекса Верхняя Хауки (серия Вакко); *8* — предполагаемый подводящий канал; *9* — региональный разлом.

ние основных лав завершилось мощными эксплозивными процессами, обусловившими возникновение горизонта конгломератов Курраваара. Лишь после накопления вулканических конгломератов произошло излияние кератофиров (сиенит-порфиров) и формирование рудного пласта, а затем — излияние кварцевых кератофиров и кварцевых порфиров, в верхней части разреза и на флангах, содержащих пирокластические породы и железные руды, в том числе и джеспилитовые. На этой вулканической толще с перерывом залегают кварцевые конгломераты, филлиты и кварциты комплекса Верхняя Хауки — возрастного аналога вулканогенно-осадочной серии Вакко.

Таким образом, и в районе Кируны структурное положение вулканогенной железорудной толщи обусловлено соотношением более древнего фундамента («древних гнейсов» или гранито-гнейсов), с одной стороны, и собственно вулканитов Кируны — с другой.

На Кольском п-ве взаимоотношения между породами железисто-кремнистой формации и комплексом фундамента достаточно отчетливо наблюдаются лишь в зоне Колмозеро—Воронья (рис. 5). Здесь в основании формации установлены базальные гранитные конгломераты, залегающие на олигоклазовых гнейсо-гранитах. Породы железисто-кремнистой формации в виде узкой линейной зоны протяженностью более 100 *км* залегают между глыбами гнейсо-гранитов, с севера к ней примыкают олигоклазовые биотитовые

Рис. 5. Геологическая схема полосы Колмозеро — р. Воронья (использованы данные Л. Я. Харитонова, Л. Л. Гарифуллина, В. А. Масленникова):
1 — граниты: *а* — олигоклазовые гнейсо-граниты фундамента. С северо-востока к полосе примыкают гнейсо-граниты Мурманского блока, *б* — молодые микроклиновые; *2* — гранитные конгломераты; *3* — метабазиты: *а* — роговообманковые амфиболиты по диабазам порфиритам, мандельштейнам с линзами вулканических конгломератов; *б* — мета- и ультрабазиты хребта Оленьего; *4* — линзы магнетитовых кварцитов; *5* — кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, апокератофиры («порфироиды»); *6* — полимиктовые конгломераты свиты порос; *7* — осадочные породы свиты порос (глиноземистые сланцы флишоидная толща кварцитов, сланцев, конгломератов); *8* — разрывы

порфирокластические гнейсы («гнейсо-граниты») Мурманского блока. Согласно исследованиям В. А. Масленникова (1969), комплекс суперкрустальных пород зоны Колмозеро — Воронья состоит из двух разновозрастных свит.

Отложения нижней свиты полмос с перерывом и с базальными конгломератами в основании залегают на породах фундамента. Они представлены роговообманковыми амфиболитами с реликтами офитовой и порфировой структур и амигдалоидных текстур. В нижней половине толщи амфиболитов залегает несколько маломощных линз магнетитовых кварцитов, в верхней — многочисленные линзовидные тела кислых вулканитов-лептитов: кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров с превосходно сохранившимися реликтовыми структурами излившихся пород.

В толще амфиболитов залегают линзы вулканических конгломератов (овоидных амфиболитов). Существенно плагиоклазовые обособления являются эксплозивными обломками гипабиссальных аналогов вышележащих кислых вулканитов, сцементированными вулканическим материалом.

Осадки вышележащей свиты порос с перерывом и с полимиктовыми конгломератами в основании залегают как на амфиболитах и кварцевых порфирах свиты полмос, так и на породах фундамента.

Геологические события можно интерпретировать по приведенному выше разрезу таким образом. В узкой линейной зоне между глыбами фундамента произошли мощные излияния основных лав, сопровождавшиеся накоплением пирокластического материала и образованием небольших линз железисто-кремнис-

тых пород (массивные и полосчатые амфиболиты, магнетитовые кварциты). На заключительном этапе этого процесса отмечаются эксплозивная деятельность («овоидные» амфиболиты) и короткие локализованные излияния кислых лав — кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров.

После некоторого перерыва на толще вулканитов залегают осадочные породы серии порос — кварциты, конгломераты, глиноземистые сланцы. Этот разрез удивительным образом напоминает разрез Кируны, если принять во внимание, что, во-первых, вулканиты Кируны значительно более глубокие магматические дифференциаты, а во-вторых, в разрезе зоны Колмозеро—Воронья нет апатито-магнетитовых рудопроявлений типа Кируны.

Кируна	Колмозеро—Воронья
Фундамент	
«Древние гнейсы» — олигоклазовые гнейсо-граниты и гнейсы	Олигоклазовые гнейсо-граниты
Базальный горизонт	
Гранитные конгломераты в гнейсовом и карбонатном цементе. Основные лавы, спилиты, диабазовые порфириты, метамандельштейны и амфиболиты по ним. Линзы джеспилитовых и туфогенных пород	Гранитные конгломераты в цементе биотитовых гнейсов. Роговообманковые амфиболиты — массивные и полосчатые — с реликтами порфировых, офитовых структур и амигдалоидных текстур
Толща вулканических конгломератов Курраваара с обломками глубинных аналогов вышележащих кератофиров	Линзы магнетитовых кварцитов. «Овоидные» амфиболиты — вулканический конгломерат с обломками кислых пород
Кератофиры и кварцевые кератофиры с апатито-магнетитовыми рудами, кварцевые порфиры	Линзы и тела кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров в амфиболитах
Перерыв	
Комплекс Верхняя Хауки (серия Вакко) — кварциты, полимиктовые конгломераты, флишоидная толща филлитов	Свита порос — полимиктовые конгломераты, глиноземистые сланцы, кварциты

Структурные соотношения между породами железисто-кремнистой формации и фундаментом в промышленном Приимандровском районе на Кольском п-ве наиболее сложны. Главная Приимандровская структура (Горяинов, 1970) определяется овальным расположением узких железорудных полос и соответствующих им магнитных аномалий (рис. 6). Железистые кварциты образуют крупные выклинивающиеся линзы протяженностью до 4 *км* и мощностью до 300 *м*. Они подстилаются массивными амфиболитами с прослоями биотитовых гнейсов и перекрываются глиноземистыми гнейсами, полосчатыми амфиболовыми гнейсами и лептитами.

Несмотря на сильный метаморфизм большинство разновидностей пород имеют реликтовые признаки вулканического происхождения. Амфиболиты сохраняют признаки излившихся диабазов, порфиритов, мандельштейнов; лептиты — это метаморфизованные кислые и средние вулканиты: кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, дацитовые порфириты.

Породы железисто-кремнистой формации в Приимандровском районе граничат с крупнозернистыми часто порфиробластическими гнейсовидными породами, залегающими как внутри овалов, так и с их внешней стороны. По составу эти гнейсовидные породы — биотито-олигоклазовые. Согласно И. Д. Батиевой и И. В. Белькову (1968), они относятся к формации гранодиоритов-плагиогранитов архейского «нуклеарного» этапа магматизма.

Взаимоотношение железисто-кремнистой формации в пределах Главной Приимандровской структуры с подстилающими гнейсо-гранитами и мигматитами по ним рассматривалось ранее как изоклинально-складчатое. Тем самым признавалось, что железорудные гнейсы и мигматизированные гней-

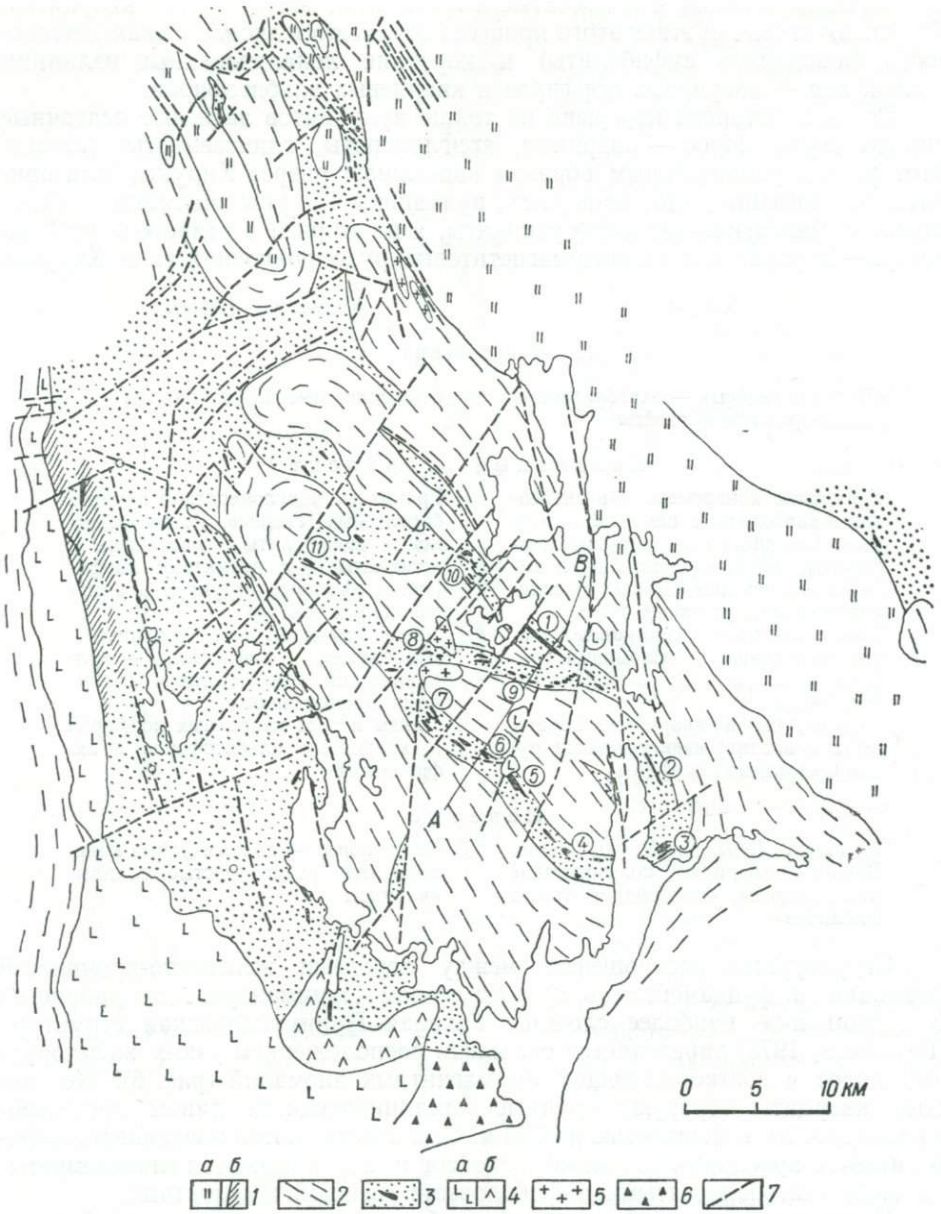


Рис. 6. Геологическая карта Приимандровского района, Кольский п-в:

I структурный ярус: *1* — гиперстеновые кристаллические сланцы: *а* — массивные «диориты» и «гнейсо-диориты»; *б* — линейные и сланцеватые породы узких зон вдоль Главного хребта; *2* — олигоклазовые биотитовые и роговообманко-биотитовые «гнейсо-граниты» и «гнейсо-гранодиориты», сильно мигматизированные.

II структурный ярус: *3* — комплекс пород железисто-кремнистой формации, вдоль Главного хребта, в том числе и нерасчлененный фундамент; *4* — основные и ультраосновные породы: *а* — габброиды, *б* — пироксениты Мончегорского плутона; *5* — микроклиновые граниты и пегматоидные граниты.

III структурный ярус: *6* — вулканогенно-осадочные породы серии имандра-варзуга; *7* — разрывы.

На карте цифрами в кружках от *1* до *10* показаны важнейшие месторождения железистых кварцитов: Оленегорское, Комсомольское, Печегубское, Железногорское, Бауманское, Октябрьское, Кировогорское, Южно-Кахозерское, Айварское, Свинцовотундровское.

со-граниты образуют единый складчатый комплекс. Такому представлению в значительной мере способствовало то, что породы железисто-кремнистой формации и мигматизированные гнейсо-граниты, заключенные в структурном овале, имеют отчетливую и одинаково ориентированную кристаллизационную сланцеватость — гнейсовидность. Если в породах железисто-кремнистой формации последняя, как правило, совпадает и даже фиксирует

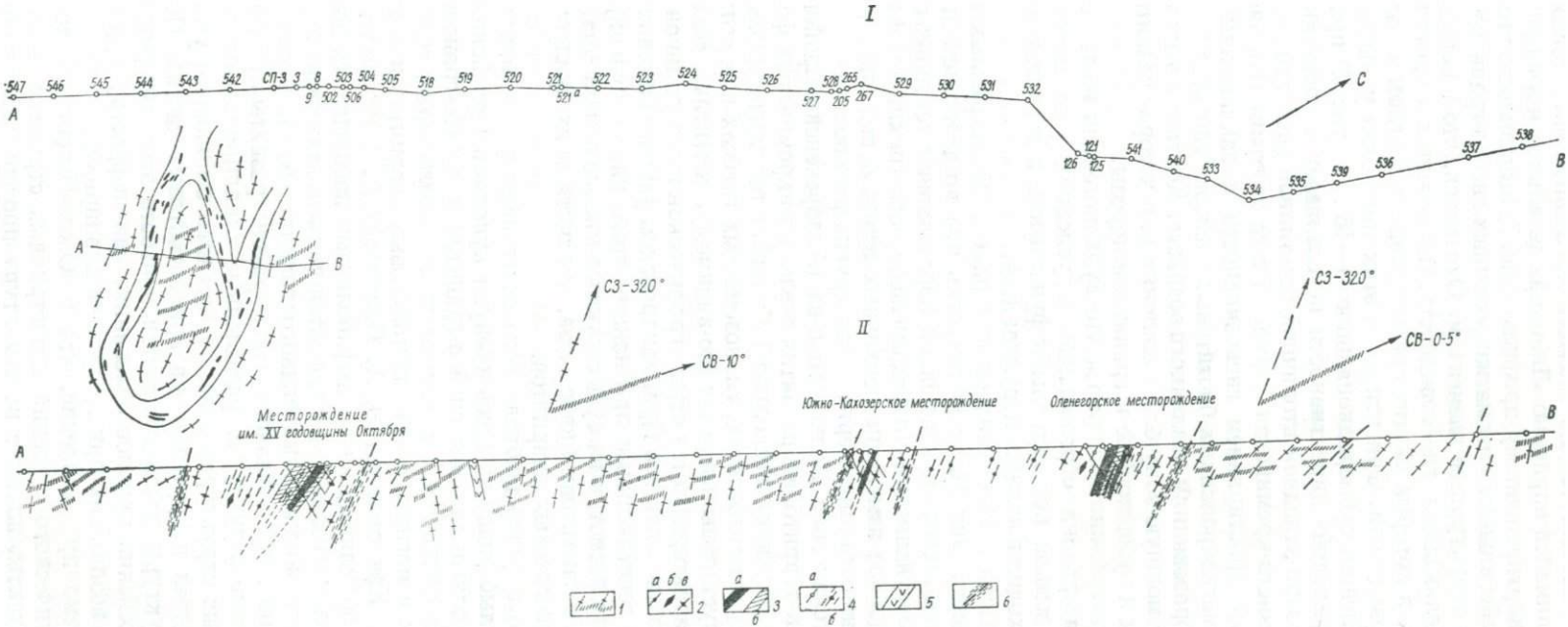


Рис. 7. Принципиальная структурная схема Приимандровского района:

I — план расположения структурно-картировочных скважин Слева вверху — расположение профиля *АВ* II — структурно-стратиграфический разрез района. *1* — комплекс пород фундамента: олигоклазовые «гнейсо-граниты» и «гнейсо-гранодиориты».

Породы железисто-кремнистой формации: *2* — амфиболсодержащие породы: *а* — гнейсы, *б* — жедритовые гнейсы и амфиболиты, *в* — роговообманковые амфиболиты; *3* — железистые кварциты; *а* — рудные магнетитовые и гематито-магнетитовые, *б* — слаборудные магнетито-силикатные; *4* — слюдяные гнейсы: *а* — с силлиманитом, *б* — с биотитом; *5* — дайки основных пород; *6* — разрывы и сопровождающие их зоны бластомилонитов.

«Древняя» ориентировка директивных структур пород фундамента показана короткой штриховкой, отражающей структурное поведение биотита, которое замерено в образцах из керна скважин и обнажений. Над разрезом для двух участков разреза даны простирания «молодой» (аз. 320°) и «древней» ориентировок.

первичную полосчатость, то для мигматизированных биотитовых гнейсов такой вывод принимался априорно. Лишь при детальном изучении образцов по поперечному картировочному профилю (рис. 7) выяснилось, что отчетливая «сильная» гнейсовидность мигматизированных гнейсо-гранитов является не единственным структурным элементом. Оказалось, что в породах между полосами, определяющими гнейсовидность, намечаются короткие, разобщенные участки, в которых биотит ориентирован под углом к наложенной вторичной гнейсовидности. Ориентировка этих «штрихов» удивительно стабильна. Установленное субмеридиональное (0—15°, см. рис. 3) простирание этой слабой «штриховой» директивности не совпадает с пространственной ориентировкой северо-западной вторичной отчетливой гнейсовидности. Следовательно, железисто-кремнистая формация с ее крутыми углами падения и северо-западным простиранием гнейсовидности и заключенный внутри нее комплекс мигматизированных биотитовых гнейсов относятся к структурно-автономным образованиям различного возраста. Контакты этих комплексов представляют мощную зону бластомилонитов, в которой развиты щелочные метасоматиты и субщелочные и гранитные породы.

Таким образом, можно допускать, что вулканогенная железисто-кремнистая формация района образовалась в условиях уже наметившейся дифференциации земной коры на глыбы фундамента, в расколах между которыми и происходили излияния вулканитов.

Мы не наблюдали в Приимандровском районе изометричных глыб архейского фундамента. Они резко вытянулись под воздействием дифференциальных движений, сопровождавшихся образованием тектонических зон на контактах глыб фундамента с породами железисто-кремнистой формации. По-видимому, подобное изменение первичных взаимоотношений, их тектоническая сопряженность характерна и для других районов.

Южно-Печенгская зона Кольского п-ва (Аллареченский район) менее всего известна как территория развития железисто-кремнистых формаций. В этом районе наблюдается несколько небольших тел магнетитовых кварцитов, залегающих в амфиболитах, глиноземистых гнейсах и других лейкократовых суперкрустальных породах (по-видимому, лептитах). Железистые кварциты здесь характеризуются стратиграфической и латеральной зональностью, точно такой же, как и в Приимандровском районе (Горяинов, 1969), и обладают всеми генетическими признаками этого класса суперкрустальных пород. Поэтому несмотря на существующее мнение о метасоматической природе подобных магнетитовых кварцитов, мы считаем их аналогами приимандровских магнетитовых кварцитов.

Структура этого района обусловлена сочетанием изометрических или слабо овальных глыб (чаще их здесь именуют куполами) архейских гранитоидных пород — олигоклазовых гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов и преимущественно линейных метабазитовых (амфиболитовых) толщ с линзами магнетитовых и магнетито-куммингтонитовых кварцитов или кристаллических сланцев. Как отмечает Э. А. Поляк (1967), в контакте гнейсо-гранодиоритов с обрамляющими их амфиболитами наблюдаются зоны рассланцевания и милонитизации, развиваются метасоматические породы, а также локализуются жилы пегматоидного гранита. А. И. Богачев и др. (1964) устанавливают, что в Аллареченском районе развиты куполовидные брахиантиклинальные структуры, разделенные синклинальными прогибами. В куполовидных структурах залегают граниты с пологими углами падения (5—15°) в ядрах и крутыми — в приконтактовых частях. Подобные куполовидные структуры рассматриваются в работе этих авторов в качестве типичных архейских куполов облекания, или инфраструктур в понимании Э. Кранка, возникших при гранитном диапиризме.

Более приемлемо представление, что в Южно-Печенгской зоне «все особенности геологического строения изометричных структур — их форма, тектонические контакты, влияние на структуру протерозойских образований — позволяют рассматривать их как блоки архейского фундамента,

вовлеченные в протерозойские движения и перекристаллизованные в краевых частях в процессе этих движений» (Поляк, 1967).

Анализ изложенных выше материалов дает возможность утверждать, что железорудному докембрию в пределах Балтийского щита соответствуют не только качественно сопоставимые образования, но и качественно аналогичное состояние коры. Независимо от того, образуют ли железисто-кремнистые формации линейные зоны или зоны со сложным строением, обусловленным сочетанием изометричных глыб фундамента и обтекающих их суперкрустальных железорудных пород, повсюду железисто-кремнистые формации занимают иное и более высокое структурное положение, чем породы, слагающие глыбы архейского фундамента. Эти породы фундамента характеризуются однообразным составом: олигоклазовые биотитовые гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, гнейсо-диориты, реже амфиболовые или гиперстеновые гнейсы в Карелии и на Кольском п-ве, гнейсы основания, гнейсо-граниты и гнейсо-сиениты — в Финляндии и Швеции.

Железисто-кремнистая формация и комплекс пород фундамента часто характеризуются структурной автономией. Если для пород фундамента характерна пологая ориентировка плоскостных структурных элементов в субмеридиональном направлении, то для более молодой железисто-кремнистой формации углы падения крутые и ориентировка северо-западная. Породы фундамента могут иметь следы двух ориентировок плоскостных элементов: собственной и наложенной. Если тектонические движения приобретают резко дифференцированный характер, глыбы фундамента деформируются, вытягиваются (Приимандровский район). Здесь породы фундамента по структурным признакам едва отличимы от пород железисто-кремнистой формации. Наконец, глыбы могут быть превращены в узкие чечевицеобразные тела, которые вследствие наложенных диафторических процессов нельзя отличить от заключенных между ними пород железисто-кремнистой формации. Такие участки, развитые, например, к востоку от Монче-Волчьих тундр и в Центрально-Кольской зоне (оз. Чудзьявр, Волшпахк, Сымбозеро и др.), сопровождаются узкими зонами, вытянутыми по простиранию пород, в которых наблюдаются гранулитовые ассоциации минералов. Появление узких полос пород гранулитовой фации метаморфизма и развальцование глыб фундамента являются следствием проявления сопряженных резко дифференцированных движений в процессе складчатости.

В существующей стратиграфической номенклатуре докембрия комплексы пород фундамента и железисто-кремнистой формации следует относить соответственно к архею и нижнему протерозою, как это принимал для Карелии К. О. Кратц (1963). Разделение архея на верхний, нижний и катархей геологически не обосновано. Отличительной чертой геологии архея можно считать наметившуюся дифференциацию коры на изометричные глыбы. Положение нижнепротерозойских подвижных зон определялось очертаниями этих архейских глыб. Интенсивный вулканизм и осадконакопление были приурочены к межглыбовым шовным участкам, группирующимся в сравнительно узкие линейные зоны.

Вулканические процессы в этих зонах на Балтийском щите повсеместно начинались излияниями, часто подводными, основных лав — спилитов и диабазов. Дальнейшая эволюция вулканизма и связанного с ним железорудного процесса определялась степенью дифференцированности магмы и развивалась в направлении или крайне кислых щелочных дифференциатов, давших, например, кератофировую и кварцево-порфировую толщи Кируны с богатыми апатито-магнетитовыми рудами, или нормальных кислых и средних пород, давших толщи кварцевых порфиров, альбитофиров, дацитовых порфиритов (лептитов) Приимандровского района и Карелии с железистыми кварцитами. Вулканический процесс мог завершаться, наконец, теми же основными вулканитами, с которых он и начинался, без образования крупных тел железистых кварцитов (метабазито-амфиболитовая толща северо-запада Кольского п-ва).

Согласно А. В. Пейве (1956), степень дифференциации вулканических образований является более высокой в платформенных условиях, чем в орогенных. Тогда нижнепротерозойская зона Кируны с ее специфическими вулканитами и рудами должна указывать на то, что уже в это время происходило становление платформенного режима. Таким образом, уже нижнепротерозойские подвижные зоны могли различаться по степени «орогенности», что и явилось причиной формационного разнообразия проявлений железорудного процесса, которое наблюдается на Балтийском щите.

Интерпретируя специфические изометрично-глыбовые структуры как разновозрастные, отражающие, с одной стороны, первичную дифференциацию коры на глыбы, а с другой — зарождение межглыбовых подвижных зон и интенсивное осадконакопление в них, мы не могли не считаться и с иным пониманием этих структур. Специфичность этих раннедокембрийских структур давно подмечена на всех щитах. Почти всегда они интерпретируются как купола (очень образно у А. и Ж. Термье — «стада куполов»). Сочетание инфра- и супраструктур П. Эскола (Eskola, 1949) объясняет тем, что купола гнейсов основания проткнули осадочный чехол в виде гнейсовых куполов облекания. Сходные взгляды на эти структуры имели Э. Кранк (Kranek, 1959) и К. Вегман (Wegman, 1930), объяснявшие их образование гранитным диапиризмом. Совсем недавно с развитием этих взглядов выступили Г. И. Каляев (1970). Он полагает, используя в сущности ту же идею гранитного диапиризма, что вулканогенно-осадочные толщи Украинского щита были смяты в складки вследствие нарастающей гранитизации.

Большой интерес вызвала гипотеза Е. В. Павловского (1962) о нуклеарном тектоническом состоянии коры в раннем докембрии. К нуклеарному этапу Павловский относит структуры куполов и залегающие между ними основные лавы. Мы же стремились показать, что подобное сочетание обусловлено разновозрастными процессами, и тогда «нуклеарное» состояние будет характеризоваться лишь наметившейся дифференциацией сиаля на изометричные глыбы — этим первичным земным «ландшафтом».

Распределение формаций — седиментогенных в нижнем протерозое (в том числе и вулканогенно-осадочных железорудных) и существенно гранитоидных в архее — свидетельствует о том, что в архее не было осадочного процесса. Поэтому появление в разрезах архея (Коржинский, 1939; Фролова, 1951; Лазько, 1964; Салоп, 1964) таких пород, как глиноземистые гнейсы, мраморы и кальцифиры и тем более железистые кварциты, указывающие на глубокую предшествующую осадочную дифференциацию (в широком смысле слова), должно прежде всего настораживать геологов. Те материалы, которыми мы располагали по Балтийскому щиту и особенно по Кольскому п-ву, позволяют отказаться от идеи суперкрустального архея. Наоборот, наличие гнейсов с силлиманитом и гранатом, мощных толщ амфиболовых гнейсов и амфиболитов и особенно железистых кварцитов независимо от размера тел и метаморфической ассоциации минералов является одним из основных признаков их неархейского возраста. Их истинным возрастом чаще всего может оказаться ранний протерозой.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., Бельков И. В.— В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. «Наука», Л., 1968.

Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Гейер П.— В кн.: Докембрий Скандинавии. «Мир», М., 1967.

Горяинов П. М.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.

Горяинов П. М.— В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. «Наука», Л., 1970.

Каляев Г. И.— Геотектоника, 1, 1970.

Коржинский Д. С.— В кн.: Стратиграфия СССР, 1. Докембрий. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1939.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР. Л., 1963.
Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения Карельской АССР. Автореф. канд. дисс. Изд-во Карельского филиала АН СССР, Петрозаводск, 1967.
Лазько Е. М.— В кн.: Геология докембрия. «Недра», М., 1964.
Масленников В. А. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). Автореф. докт. дисс. Изд-во ГЕОХИ АН СССР., М., 1969.
Павловский Е. В.— Труды Восточно-Сибирского геологического ин-та АН СССР, 5, 1962.
Пейве А. В.— Изв. АН СССР, 1956, серия геол., 3.
Поляк Э. А.— В кн.: Деформации и структуры докембрийских пород. «Наука», Л., 1967.
Салоп Л. И.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. «Наука», 1960.
Салоп Л. И.— В кн.: Труды XXII сессии Международного геологического конгресса. «Наука», 1964.
Формозова Л. Н.— Труды ГИН АН СССР, 141, 1966.
Формозова Л. Н.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, 2, 196, 1968.
Фролова Н. В.— Труды Иркутского ун-та, 5, серия, геол., 2, 1951.
Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Наука», М., 1966.
Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.— Л., 1964.
Щуркин К. А.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1968.
Эскола П.— В кн.: Докембрий Скандинавии. «Мир», М., 1967.
Eskola P. E.— J. Geol. Soc., London, 1948, 104, pt. 4.
Geijer P.— SGU, Ser. C, 1931, 366.
Gejer P. och Magnusson N. H.— SGU Ser. Ca, 1944, 35.
Kranck E. H.— Geol. Rundschau, 1959, 46.
Offerberg J.— SGU, Ser Af, 1967, 1—4.
Odman O.— SGU, Ser. Ca, 1957, 41.
Wegman C. E.— C. R. Soc. Geol. Finnl., 1930, 92.

А. М. Гудвин: Наиболее древние породы Канадского щита архейского возраста содержат кластогенные осадки большой мощности, представленные главным образом граувакками и сланцами. Каково Ваше мнение об этих толщах?

П. М. Горяинов: Я знаком с материалами по району оз. Верхнего и области Мичипикотен. Мне кажется вполне допустимым сравнение так называемых архейских суперкрустальных пород, в том числе железисто-кремнистых, со свекофенскими (нижнекарельскими) комплексами Балтийского щита. Я также полагаю, что, как это ни странно, определенные затруднения в корреляции этих образований связаны с геохронологическими данными.

В. М. Чернов: Каковы стратиграфические соотношения оленегорской свиты с кольской серией?

П. М. Горяинов: Гнейсо-железорудная толща (оленегорская свита) и кольская серия не являются соподчиненными образованиями. Кольская серия — это фактически нерасчлененный комплекс фундамента (архей). Гнейсо-железорудная толща (оленегорская свита) — нижний протерозой.

В. М. Чернов: Есть ли базальные конгломераты на контактах между купольными структурами, которые Вы относите к фундаменту, и железорудными толщами? Если есть, то какова мощность конгломератов и каков состав их цемента?

П. М. Горяинов: Базальные конгломераты между нижнепротерозойской железисто-кремнистой формацией и глыбами фундамента (но не купольными структурами) отмечены в районе Колмозеро—Воронья (Кольский п-в), на Костомукшском месторождении (Карелия) и в Кируне (Швеция). Конгломераты представлены гранитами.

В. М. Чернов: Можно ли уверенно говорить о фундаменте железорудных толщ Кольского п-ва?

П. М. Горяинов: В целом можно. В отдельных случаях выделение пород фундамента осложняется тем, что эти породы интенсивно раздавлены и метасоматически замещены. Это создает трудности в разграничении пород фундамента и второго структурного этапа — гнейсо-железорудной толщи.

В. М. Чернов: Как относятся к Вашим построениям геологи Северо-Западного геологического управления?

П. М. Горяинов: Поскольку мои построения сделаны сравнительно недавно, они еще не проверены временем. Будущие исследования покажут степень их достоверности.

ГЕОЛОГИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ БЕЛГОРОДСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА КМА

Ю. С. ЗАЙЦЕВ

(СССР)

В строении территории КМА отчетливо выделяются две обособленные полосы распространения гравимагнитных аномалий, наиболее интенсивные из которых отождествляются с крутопадающими пластами железистых кварцитов. Так называемая Северо-Восточная полоса объединяет Старо- и Новооскольский железорудные районы; аномалии Белгородского и Льговско-

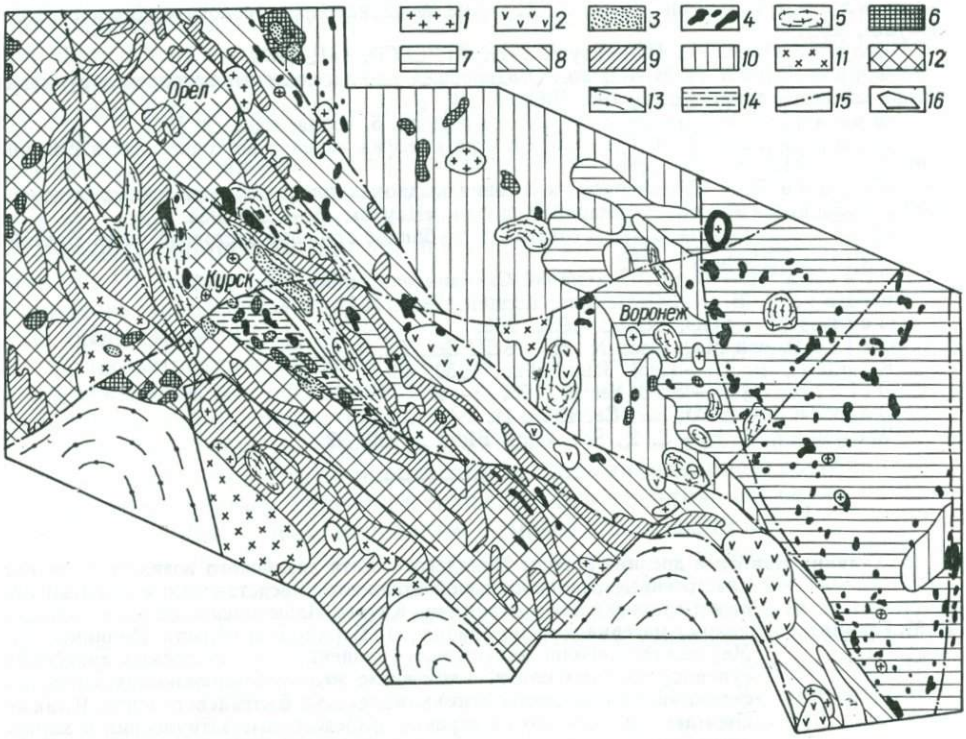


Схема тектоники докембрия Воронежского кристаллического массива (составили Ю. С. Зайцев, В. М. Богданов, 1969):

1 — верхнепротерозойские микроклиновые и плагиоклаз-микроклиновые граниты; *2* — рапакивидные граниты, сиениты, граносиениты; *3* — субплатформенные габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро-долериты, габбро-долериты, габбро-диабазы; *4* — среднепротерозойские позднеорогенные базит-гипербазиты: перидотиты, пироксениты, дуниты, оливиниты, их метаморфизованные аналоги, габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, оливиновые габбро, их жильные аналоги; *5* — синтектонические гранитоиды, преимущественно плагиоклазового состава; *6* — ранне- и синорогенные габбро, габбро-диориты, габбро-амфиболиты, реже метаультрабазиты, ортогнейсы; *7* — области позднесвекофено-карельской складчатости (1700—2000 млн. лет); *8* — области переработки ранними и поздними свекофено-карелидами (1700—2600 млн. лет); *9* — области раннекарельской (курской) складчатости; *10* — аналоги беломорид, переработанные поздней свекофено-карельской складчатостью; *11* — досвекофено-карельские гранитоиды; *12* — аналоги беломорид, переработанные раннекарельской складчатостью (курской); *13* — досвекофено-карельские срединные массивы; *14* — древние ядра досвекофено-карельской складчатости; *15* — тектонические нарушения глубинного заложения; *16* — границы Белгородского железорудного района КМА.

Михайловского железорудных районов слагают Юго-Западную полосу (см. рисунок).

Под Белгородским железорудным районом (БЖР) понимается линейновытянутая в северо-западном направлении зона кристаллических образований на юго-западе КМА, протягивающаяся на расстояние более 150 *км* при ширине 80—100 *км* и общей площадью 12 000 *км*^{2}.

Наиболее изучены буровыми работами и комплексными геофизическими съемками площади распространения железистых кварцитов и генетиче-

ски с ними связанных железных руд. Вмещающие породы, слагающие межаномальные участки, исследованы значительно меньше (структурно-картировочное и поисковое бурение).

На территории БЖР кристаллические породы залегают на глубинах от 350 до 750 *м* и перекрыты осадочными отложениями палеозоя и мезокайнозоя. Кровля докембрийского основания (7 *м* на 1 *км*) постепенно погружается к юго-западу в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

Изучение разрезов кристаллических пород в пределах БЖР дает возможность выделить три типа железорудных формаций, следуя классификации Н. А. Плаксенко (1966): 1) железисто-кремнисто-вулканогенную; 2) железисто-кремнисто-сланцевую и 3) железисто-кремнисто-кластогенную. Каждая выделенная формация в геотектоническом развитии района характеризует определенные периоды формирования древнего основания, тем самым определяя крупные стратиграфические подразделения докембрия.

Железисто-кремнисто-вулканогенный тип пород развит среди осадочно-вулканогенных образований верхней части разреза обоянь-михайловской серии, для которой типична довольно часто и закономерно повторяющаяся в разрезе последовательная смена хлоритовых, биотито-хлоритовых, реже биотитовых сланцев, а также безрудных, сидеритовых и слаборудных кварцитов (роговиков). В каждом ритме (цикле), измеряемом от десятков сантиметров до метров, начальным элементом являются хлоритовые (иногда с биотитом) сланцы с линзовидными выделениями плотной кварцитовидной породы (роговика). Постепенно вниз по разрезу количество роговиковых прослоев увеличивается и сланцы сменяются полевошпато-хлоритовыми сланцеватыми породами, иногда пятнистого облика. Последние представляют собой туфогенные образования (типа пепловых туфов) и далее постепенно сменяются псаммитовыми и псефитовыми туфами. Конечным элементом каждого ритма являются рассланцованные кератоспилиты (Зайцев, 1966). Закономерная смена пород в разрезе свидетельствует о пульсирующем характере вулканической деятельности в условиях водного бассейна. Отчетливо устанавливаются несколько периодов интенсивного проявления среднего и основного вулканизма, в моменты ослабления которого накапливались туфогенно-осадочные и осадочные породы.

Как известно, для кератофиро-спилитовой формации докембрия типично наличие среди вулканогенных пород железистых кварцитов, с которыми в отдельных районах (Украинский щит) связаны залежи богатых железных руд. Эта особенность характерна и для разреза БЖР, где между хлоритовыми сланцами и вулканитами развиты стильпномелано-магнетитовые сланцы и кварциты. Наличие в их составе стильпномелана, повышенное количество элементов примесей (меди 0,6%, марганца до 0,5%, цинка и др.) отличают их от залегающих стратиграфически выше железистых кварцитов протерозойских серий. Обращает на себя внимание и их тесный парагенезис с зеленокаменными и туфогенными породами, а также амфиболитовыми сланцами, спилитами и кератоспилитами.

По химическому составу эти образования также отличаются. Устанавливается закономерное увеличение кремнезема, окисного железа, марганца, кальция при уменьшении роли глинозема, закисного железа и магния.

Сравнивая данный тип железисто-кремнистых пород с аналогичными образованиями кремнисто-железисто-сланцевой, с одной стороны, и кремнисто-железисто-вулканогенной формаций — с другой, легко обнаружить большое сходство с последними железистых пород Белгородского района. Близость химических коэффициентов изученных разновидностей с грюнеритовыми кварцами Гимольского месторождения Карелии Балтийского щита дает возможность относить их к силикатному типу железистых пород, накапливающихся в условиях слабо восстановительной или нормальной среды седиментации (Чернов, 1964).

Железисто-кремнисто-сланцевый тип пород связан с этапом накопления терригенной формации нижнепротерозойского цикла развития геосинклинали, по Г. И. Каляеву (1964). Она входит в состав курской метаморфической серии и в разрезах моноклинально залегающих слоев характеризуется сменой прибрежных фаций железистых кварцитов (грубополосчатые слаборудные и силикатные) более глубоководными фациями (тонкополосчатые магнетитовые и железнослюдковые кварциты).

Сведения о составе и закономерностях ее строения приведены в работах Н. А. Плаксенко, С. И. Чайкина и др. Стратиграфическое расчленение железистых кварцитов для БЖР достоверно только для Яковлевского и Гостищевского месторождений, где С. И. Чайкин и И. А. Русинович (1959) выделяют до семи горизонтов кварцитов. Четные из них соответствуют более глубоководным мартитовым (магнетитовым) и железнослюдковым разновидностям; нечетные — мартито(магнетито)-гидрогематитовым с железистыми силикатами.

Строение свиты железистых кварцитов не сохраняется на протяжении всех картируемых полос кварцитов. По простиранию наблюдаются частые изменения мощностей кварцитов и сланцев, а также выклинивание отдельных горизонтов и появление новых. Иногда существенное значение в разрезе приобретают «внутрирудные» сланцы мощностью от 1—10 (с. Яковлево) до 40—100 *м* (села Беленихино, Гостищево, Тетеревино).

Изучение кварцитов и их взаимоотношений с подстилающими породами свидетельствует о постепенных переходах между ними. Железистые кварциты в основании свиты становятся беднее по содержанию железа, изменяется соотношение магнетита и гематита в сторону количественного уменьшения последнего, в них появляются прослои сланцев. В подстилающих сланцах ближе к контакту развиваются прослои слаборудных кварцитов (роговиков).

Особенностью железисто-кремнисто-сланцевой формации Белгородского района является постепенная фациальная изменчивость в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Она выражается в постепенном сокращении в мощности и выпадении из разреза окисных первичных фаций (железнослюдковых разностей) и преобладания закисных и карбонатно-закисных, а также силикатных фаций (магнетитовые, силикатные кварциты и железисто-силикатные сланцы). Если в западной части района первые составляют 40—60% объема железорудной свиты, то в центральной и юго-восточной частях их около 15—20%, а на северо-востоке района железорудная толща состоит целиком из магнетито-роговообманковых и пироксено-роговообманко-магнетитовых кварцитов и сланцев. Постепенная смена глубоководных фаций более мелководными с запада на восток указывает на расположение береговой линии бассейна седиментации для Белгородского района где-то восточнее Прохоровского-Корочанских гравитационных и магнитных аномалий. В этом же направлении заметно возрастает и степень метаморфизма железисто-кремнисто-сланцевых пород от ступени метаморфических сланцев (филонитов) до гнейсовой ступени метаморфизма (Семененко, 1967).

Железисто-кремнисто-кластогенный тип формации установлен в оскольской серии и распространен повсеместно. Железисто-кремнистые образования представляют собой метаморфизованные продукты переотложения железисто-кремнисто-сланцевой формации и представлены конгломератами, гравелитами, обломочными железистыми кварцитами, метапесчаниками и сланцами.

Наиболее изучен разрез этого типа формаций на Яковлевском месторождении. Здесь в центральной части на грубополосчатых гидрогематито-мартитовых кварцитах, часто переслаивающихся с силикатными сланцами, залегают кластогенные грубополосчатые мартито-железнослюдковые кварциты и связанные с ни и песчаникоподобные хлорито-мартито-железнослюдковые руды. Они достоверно установлены на участке профиля III + 700 и III + 1200 и прослеживаются далее к северу на расстоянии до 20 *км*.

Эти породы по простиранию замещаются железисто-кремнистыми образованиями, получившими местное название «конгломератовидных», или «желваковистых», кварцитов. Мощность мартито-железнослюдковых кварцитов достигает 50 *м*, конгломератовидных (желваковистых) — 30 *м*.

В отличие от железистых кварцитов курской серии рудные прослои грубополосчатых мартито-железнослюдковых кварцитов оскольской серии имеют песчаниковидное сложение вследствие наличия в чешуйчатых прослоях гематита овальных и реже октаэдрических зерен мартита размером до 1,5 *мм*. В полурудных прослоях наблюдаются округлые, овальные и линзовидные яшмовидные выделения (обломки) красно-бурого и розоватого цвета размером до 2—3, реже 8 *мм*. Промежутки между обломками выполнены чешуйчатыми агрегатами железного блеска и не обособливаются в самостоятельные полоски, как в кварцитах железисто-кремнисто-сланцевой формации. Количество яшмовидных обломков местами достигает 25—40% объема пород. Они имеют пятнистую структуру и состоят из равномерно рассеянных включений дисперсных гидроокислов железа или их сгустков в роговиковой основной массе.

Особенностью желваковистых кварцитов является наличие в серой роговиковой основной массе округлых и овальных, иногда причудливых по форме выделений охристого и красноватого цвета, отличающихся от основной массы обильным развитием зерен мартита и оторочкой из гидрогетита мощностью до 2—5 *мм*, реже до 3 *см*. Н. А. Плаксенко (1966) отмечает на поверхности «желваков» следы древнего выветривания. Конгломератовидные кварциты характеризуются линзовидно-вытянутыми кулисообразными обломками роговиков в кремнисто-железисто-силикатной основной массе.

В профиле III + 400 (скв. 210) ниже кластогенных кварцитов развиты хлорито-мартито-железнослюдковые руды мощностью до 30 *м*. В них ритмически чередуются песчаникоподобные и сланцеватые разновидности. Эти руды не сходны с известными рудами коры выветривания в допалеозойское время. Они представляют собой метаморфизованные продукты размыва и переотложения пород курской серии и выделяются в самостоятельный генетический тип (Плаксенко, 1962; Зайцев, 1963).

Значительное место в разрезе железисто-кремнисто-кластогенной формации занимают конгломераты, гравелиты, перемежающиеся с метапесчаниками, алевролитами и сланцами. Установлено три прослоя конгломератов мощностью от 5 до 30 *м*. Конгломераты представляют собой продукты размыва железистых кварцитов курской серии. Они имеют сравнительно однородный состав — сложены обломками кварцитов (преимущественно полурудными прослоями), сцементированными кварцевым, гидрослюдистым и железистым цементом.

В обломочном материале псефо-псаммитов наблюдаются роговиковые и яшмовидные обломки, гальки кварца и гранитоидов. Сравнительно редко отмечаются обломки осветленных сланцев. Типичных магнетитовых (мартитовых) кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации в обломках нет, так же как и рудных. Форма обломков — линзовидно-вытянутая, чаще уплощенная, иногда округлая и неправильная.

Коэффициент окатанности составляет в среднем 0,5 (по 250 замерам); коэффициент уплощенности — 1,4—2,8. В большинстве случаев обломки ориентированы под углом 30° к оси керна. Слоистость выражена слабо, угол наклона галек по отношению к слоистости составляет 3—5° при коэффициенте уплощенности 2,6. Средние размеры галек — 1—2 *см*, могут изменяться от 0,8—1 до 5 *см* и более. В зависимости от положения конгломератов в разрезе количественные соотношения галек яшмовидных и безрудных кварцитов меняются: ближе к железисто-кремнисто-сланцевой формации преобладают первые.

С конгломератами, гравелитами и метапесчаниками связаны взаимными переходами мартито-железнослюдково-серицитовые сланцы и алевролиты.

Они располагаются стратиграфически выше и постепенно переходят в грубообломочные породы. Выявленная мощность их 1 — 20 *м*, она прямо пропорциональна мощности конгломератов и метапесчаников.

В мартито-железнослюдково-серицитовых сланцах и алевролитах установлено значительное количество (до 40%) мартита (в виде отдельных зерен) и железной слюдки. Последняя представлена тонкими чешуйками железного блеска и вместе с пластинами серицита огибает кластогенные зерна кварца. Вблизи конгломератов и метапесчаников с рудным цементом железная слюдка явно преобладает над серицитом, по мере удаления от них количество ее постепенно уменьшается. Нередко железная слюдка развита в виде тонких полосчатых скоплений.

Железисто-кремнисто-кластогенная железорудная формация, развитая в основании оскольской серии, залегает с угловым несогласием на породах железисто-кремнисто-сланцевой формации. Глубина размыва между ними для Белгородского района различна: нижняя граница может не только «опускаться» в толщу кварцитов курской серии, но и высоко подниматься в сланцевые породы, кроющие железисто-кремнисто-сланцевую формацию. Как известно, на подобное обстоятельство обращал внимание Н. А. Плаксенко (1957) при изучении разреза в районе г. Тима. Последний случай наиболее типичен для Белгородского района, где железисто-кремнисто-кластогенная формация отделена от железисто-кремнисто-сланцевой пачкой филлитовидных сланцев курской серии (Зайцев, 1963, 1965).

Таким образом, по строению и составу железисто-кремнисто-кластогенная формация БЖР вполне сопоставима с углисто-терригенной формацией верхнекриворожской свиты Украинского щита (по Каляеву, 1966).

На основании приведенных материалов Белгородский железорудный район в общей структуре территории КМА представляет собой сложное многоярусное сооружение, состоящее из сильно дислоцированных и в различной степени метаморфизованных образований докембрия, слагающих Белгородский синклинорий. Породы фундамента образуют в разрезе два структурных этажа. Эти этажи отделены друг от друга этапом складчатости, магматической деятельностью, региональным метаморфизмом слагающих их пород, древней корой выветривания и характеризуют собой прогеосинклинальный и собственно геосинклинальный периоды развития земной коры в раннем докембрии.

Стратиграфическое расчленение кристаллических образований на основе применения литолого-стратиграфических и формационных методов должно также основываться на выяснении особенностей и закономерностей развития железистых формаций как наиболее типичных в разрезе докембрия и наиболее надежно коррелируемых при разработке унифицированных стратиграфических схем. Полученные данные показывают, что каждому крупному этапу развития соответствует определенный тип формации, показывающий специфические особенности процессов седиментации и вулканической деятельности во временной последовательности.

Для наиболее раннего, архейского, этапа характерна кремнисто-железисто-вулканогенная формация, ассоциирующая с вулканогенными породами спилито-кератофирового ряда. Этот тип формации образовался в условиях смены окислительно-восстановительного потенциала по мере удаления от вулканического аппарата в глубь бассейна седиментации. Об этом свидетельствует седиментогенная минералогическая зональность, выражающаяся в преобладании ближе к береговой линии закисных форм железа (карбонатная и силикатная фации), постепенном их уменьшении в сторону пелагической части бассейна и возрастании в этом же направлении роли окисных форм при уменьшении количества глинозема, магния и титана на фациальном профиле. Отсутствие в формации Белгородского района гематита свидетельствует о невысоком окислительном потенциале среды и о формировании ее вблизи источников вулканических извержений. В этом отношении наши наблюдения и выводы полностью согласуются с точ-

кой зрения Н. М. Страхова (1963) и других исследователей о механизме восстановления железа в эксгаляционных железисто-кремнистых типах руд, к которым и следует относить силикатно-железисто-кремнистые породы Белгородского района.

В раннепротерозойское время в начале развития подвижной зоны накапливались железисто-кремнисто-сланцевые образования, представленные чередованием метапесчаников, сланцев и железистых кварцитов. В условиях формирования этого типа железоносной формации отмечается закономерная смена безрудных и рудных фаций (от силикатной и карбонатной к магнетитовой и далее гематитовой) по мере спокойного понижения дна бассейна седиментации от береговой линии (Плаксенко, 1966).

Этап некоторой перестройки структурного плана развития геосинклинали в течение ранне-среднепротерозойского времени (интервал 2000—2300 млн. лет) характеризуется образованием кластогенного комплекса пород, состоящих из продуктов разрушения и переотложения метаморфизованных пород курской серии.

Установление различных генетических типов железоносных формаций для Белгородского железорудного района в составе выделенных суперкурстальных комплексов соответствующих этапов тектономагматического развития кристаллического основания, по-видимому, отражает общую закономерность развития железорудных формаций в раннем докембрии.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МАРГАНЦЕВИСТЫЕ ФОРМАЦИИ БРАЗИЛИИ

Дж. В. Н. ДОРР II
(США)

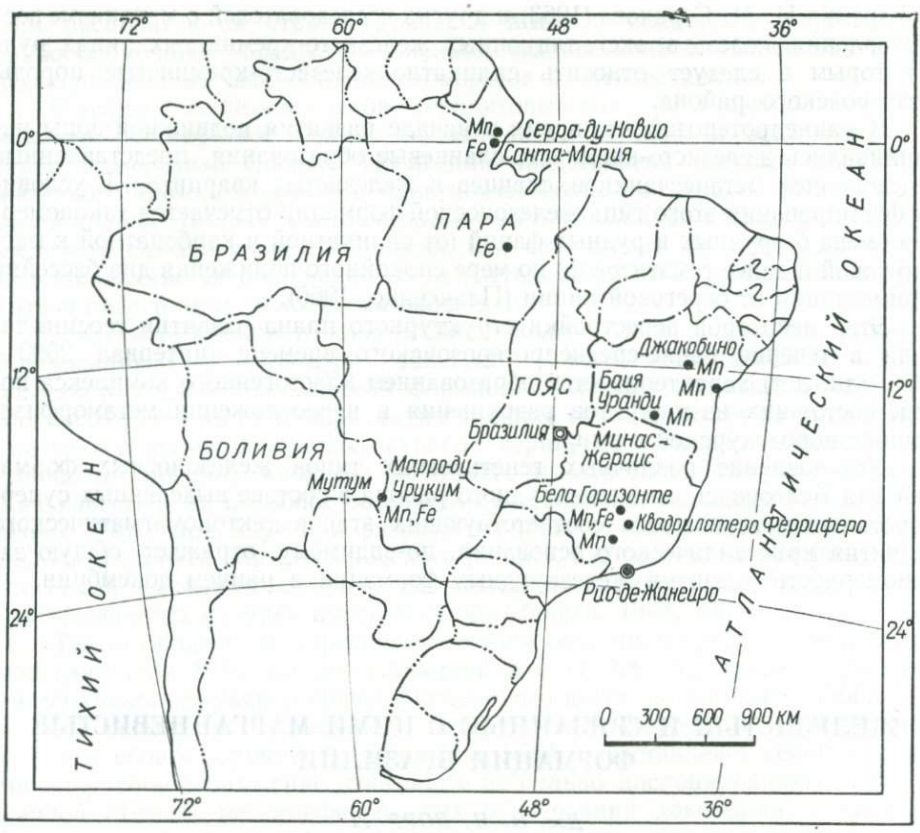
Общепризнано, что полосчатые железистые формации, заключенные в докембрийских осадочных и метаморфических породах, являются осадочными по происхождению. Очевидно, достоверно и мнение о хемогенном происхождении железистых формаций, лишь в некоторых районах, загрязненных обломочным материалом.

Докембрийские породы занимают, вероятно, половину территории Бразилии (4 млн. $км^2$) и образуют щит, протянувшийся от северных до южных границ страны и от восточного побережья далеко на запад. Большинство докембрийских пород метаморфизовано; относительный абсолютный возраст их еще не определен. Изучение пород докембрия весьма затруднено из-за мощной коры выветривания.

До настоящего времени в докембрии Бразилии обнаружено лишь две фации железистых формаций: окисная и карбонатная. Первая из них распространена значительно шире. Сидеритовые железистые формации в Бразилии стали известны благодаря работам Дж. Е. Геера (1962) и А. Ф. Матсона (1956).

Мнение об отложении марганцевистых пород в условиях, подобным условиям отложения железистых формаций, не общепризнано, поскольку марганцевистые породы с роговиками не переслаиваются. Сульфидные фации в марганецсодержащих осадочных породах не известны, однако карбонатные и окисные фации среди них обычны; встречаются и силикатные фации, если принять, что браунит является первичным или диагенетическим минералом.

Наиболее крупные месторождения железа находятся в центральной части страны (см. рисунок), в штатах Минас-Жераис, Пара и Мату-Гросу. Более мелкие месторождения известны в штатах Сеара, Баия и на территории



Географическое расположение железо- и марганцеворудных месторождений Бразилии.

Амапа. Крупные месторождения марганца находятся в штатах Минас-Жераис, Баия, Гояс и Мату-Гросу. Месторождения в Мату-Гросу — кембрийского и ордовикского возраста, остальные — докембрийского.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТАТА МИНАС-ЖЕРАИС

Единственное железорудное месторождение карбонатной фации известно в Бразилии в группе Нова-Олинда серии Рио-дас-Велас. Оно представлено осадочной свитой эвгеосинклинального происхождения мощностью до 5000 *м*, абсолютный возраст свыше 2700 млн. лет (Олдрих и др., 1964), определенным по мусковиту из контактных зон. Наиболее полно породы, слагающие это месторождение, описал Дж. Геер (1962). Они представлены типичными полосчатыми сидеритовыми метароговиками, содержащими переменное количество магнетита. Линзы этих пород относительно тонки (мощность до 75 *м*) и по простиранию прослеживаются на расстоянии от десятков метров до 10 *км* и более. Обычно они протягиваются на несколько сотен метров или километров. Вмещающие породы представлены филлитами и сланцами, в которые превратились первичные аргиллитовые песчаники, аргиллиты, местами содержащие графит, туфоглины и туфы, и, возможно, экструзивные вулканические породы. Предполагается, что первичные вулканогенные породы имели основной и средний состав. Железистые породы переслаиваются с филлитами и по простиранию могут переходить в железистые и карбонатсодержащие филлиты или белые кварциты (метароговики).

В некоторых породах вблизи золотодобывающей шахты Морро Вело был обнаружен метан, образовавшийся, возможно, из органического материала, содержащегося в широко развитых углистых филлитах. Таким образом,

доказательства существования восстановительной среды в карбонатных железосодержащих фациях достаточно убедительны.

В железистых отложениях карбонатной фации этого района нет крупных железорудных тел, которые возникали бы в результате метасоматического или гипергенного обогащения, в то время как очень крупные тела богатой железной руды обоих типов находятся в более молодых окисных формациях. Это можно объяснить тем, что карбонатные фации образуют незначительные по объему линзы, и железо в них находится в двухвалентной форме, поэтому оно более подвижно в условиях выветривания по сравнению с трехвалентным железом окисных фаций. Возможно также, что породы карбонатной фации менее трещиноваты по сравнению с породами окисных фаций и, следовательно, менее проницаемы для рудообразующих растворов.

Зона несогласий, содержащая марганцевые силикатно-карбонатные породы, приурочена к поясу пород, относящихся к серии Рио-дас-Велас. Этот пояс простирается на 200 *км* к северо-востоку от г. Сан Джоао дель Рей. Марганцевые породы осадочного происхождения заключены здесь в графитовых филлитах, сланцах и амфиболитах (еще не ясно, являются ли амфиболиты метаосадочными или метавулканическими). Метаморфизованные осадочные породы соответствуют карбонатным фациям железистых образований, но зоны развития марганцевых силикатов и карбонатов нельзя уверенно сопоставить стратиграфически с отложениями, содержащими железистые формации.

Марганцевые силикат-карбонаты, вероятно, являются метаморфическими аналогами первичных осадочных марганецсодержащих карбонатов, которые отлагались в восстановительных условиях при малом, но равномерно распределенном количестве углерода в рудах и их вмещающих породах (Дорр, Коэло, Хорен, 1956). Когда первоначальное содержание марганцевых карбонатов было достаточно высоким, а порода не загрязнена обломочным материалом, то в процессе метаморфизма образовывалось мало силикатов. При значительных примесях ила и глины спессартит, родонит и много других силикатов образовывались по родохрозиту. В процессе выветривания в марганцево-карбонатных линзах возникали большие массы окислов марганца, в то время как силикаты значительного количества окислов не давали. Следовательно, карбонатные фации марганцевых и железистых формаций отлагались в эвгеосинклинальных условиях, но отделились в пространстве в процессе седиментации и не образовали мощных отложений, хотя и распространены весьма широко.

Не совсем ясен источник марганца и железа в породах Рио-дас-Велас. Хотя об активной вулканической деятельности в районе свидетельствуют туфогенные отложения и экструзивные породы, нельзя доказать, что эти породы или термальные воды, с ними связанные, имеют генетическую связь с железом или марганцем рудных залежей. Чрезвычайная мощность кластических пород серии Рио-дас-Велас говорит о том, что в процессе осадконакопления эродировались большие площади, и продукты эрозии были источником этих элементов в аккумулирующих бассейнах.

Разделенные сотнями метров (до десятков километров), трансгрессивно, с большим угловым несогласием на отложениях серии Рио-дас-Велас залегают марганцеворудные отложения серии Минас. Эта серия отлагалась в условиях платформенной миогеосинклинали и имеет мощность около 3500 *м* (Дорр, 1969). Возраст пород еще окончательно не установлен, примерно он составляет 2200—1350 млн. лет.

Основная железистая формация (Гауе Итабира) обычно полосчата и сложена гематитовыми кварцитами; дометаморфические образования в них представлены роговиком и гематитом. Вероятно, местами здесь находился в больших количествах и магнетит. Обнажения этой формации протягиваются на 150 *км* в широтном направлении и на 100 *км* в меридиональном. Первоначальная ее мощность была, очевидно, 250—300 *м*. Значительных прослоев осадочного кластического материала в ней не обнаружено, однако

в некоторых местах содержится мало глин. Интересно наличие в железистой формации доломита; иногда он образует третий слой при чередовании кварцевых и гематитовых полос, в других же случаях встречается в виде включений в кварцевых прослойках. В породе, богатой доломитом, обычен магнетит, но не ясно, является ли последний диагенетическим или метаморфическим минералом. Пласты доломитов мощностью 20 *м* могут переслаиваться с отложениями железосодержащих пород, которые постепенно переходят в залегающие выше мощные отложения доломитизированных мраморов и филлитов и слабо доломитизированных железистых пород. Железо-карбонатные минералы в доломитизированных отложениях не были найдены, за исключением небольшого количества эпигенетических минералов. Следовательно, эти породы нельзя отнести к классу карбонатных фаций железистых формаций несмотря на то, что они и могут содержать значительное количество углерода. В этих отложениях преобладает трехвалентное железо.

Содержание марганца в железистых формациях очень низкое, хотя в них и встречаются марганцеворудные тела (результат гипергенного обогащения) с запасами руды до 5 млн. *т* и содержанием марганца 30—48%. Отдельные их линзы по простиранию очень редко достигают длины 5 *км*; обычно они протягиваются на несколько сотен метров, но зоны, содержащие марганцеворудные тела, могут прослеживаться на расстоянии 10 *км*. Мощность марганцевистых линз до 3 *м*, но обычно меньше. Вместе с доломитами эти линзы встречаются в верхней части разреза и тесно с ними ассоциируют. В отличие от марганцевистых отложений Рио-дас-Велас эти обогащенные марганцем осадочные породы распространены в железистой формации.

К сожалению, из-за мощной зоны выветривания при эксплуатации месторождений свежие породы не вскрыты. Поэтому минеральный состав первичных пород, из которых образовались руды, не изучен. Ключом к решению этих вопросов могут служить небольшие залежи доломитов, перекрывающих железистую формацию. Известно, что они образовались из доломитов, содержащих от 5 до 40 кларков марганца. Вполне возможно, что некоторые отложения железистой формации образовались из марганцевых доломитов, залегающих в железистых формациях тонкими либо толстыми слоями. Можно предположить, что некоторое количество окислов марганца отлагалось одновременно с окислами железа без доломита и впоследствии обогатились до руд при выветривании.

В процессе отложения марганецсодержащих железистых формаций pH составляло 7,8 (известковый барьер Крумбеина и Гаррелса, 1952), о чем свидетельствуют неоднократные прослои доломита. *Eh* раствора близок к 0, так как окислительный потенциал, необходимый для превращения закисей железа в окислы, намного меньше, чем необходимо для окисления двухвалентного марганца в трех- и четырехвалентный. Следовательно, железо окисляется раньше (Мэзон, 1949). Марганец же, вероятнее всего, отложился в виде марганецсодержащего доломита или известняка. Когда же pH и *Eh* будут выше, то марганец отложится вместе с железом в окисной форме. Доломит с включениями первичных окислов марганца в невыветрелых породах в этом районе не известен.

Несмотря на то, что породы были метаморфизированы до фации зеленых сланцев и выше, силикаты марганца редко наблюдаются в отложениях серии Минас и встречаются только в марганцевистых филлитах, а не в доломитах или в железистой формации.

Как окисные фации железистой формации, так и марганцевые породы серии Минас подвергались гипергенному обогащению (Дорр, 1964). Высококачественные гематитовые породы образовались в процессе метасоматического обогащения в течение последнего этапа метаморфизма, которым были охвачены все докембрийские породы района (Дорр, 1965).

Источник железа и марганца в формации Гауе Итабира в вышележащих доломитах не установлен. Весьма вероятно, что эти элементы концентрировались при выветривании пород серии Рио-дас-Велас, на которых транс-

грессивно залегает серия Минас, поскольку оба эти элемента здесь широко представлены и известно, что породы Рио-дас-Велас были пенепленезированы еще до минасского времени.

Неясно, могут ли рассматриваться в качестве первичного источника рудного вещества и вулканогенные породы, поскольку в нижней и средней частях разреза серии Минас они встречаются редко, а в верхней части отделены от залегающей ниже формации Гауе Итабира доломитами и толщей невулканических миогеосинклинальных осадков мощностью несколько сотен метров.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАИЯ

В районе Уранди на юге штата Баия известны промышленные месторождения железа и марганца. Детальная геологическая карта этого района еще не составлена. Хотя и предполагается, что здесь степень метаморфизма пород выше, чем в районе Квадрилатеро Феррифero, аргиллитоподобные породы этого района относятся к филлитам. Основным рудным минералом является якобсит (Рибейро, 1966); зоны оруденения могут прослеживаться с помощью магнитометра (Рибейро и Эллерт, 1969). Вмещающие породы не совсем уверенно сопоставляются с серией Минас. В любом случае линзовидные марганцевые залежи Уранди тесно связаны с железистыми формациями, которые, как и большинство первичных марганцевых отложений, являются, по-видимому, окисными фациями. Так как некоторые руды имеют пылевидное строение, обычное для марганцевых руд, образовавшихся из доломитов в Квадрилатеро Феррифero, возможно, что какое-то количество руды отложилось при выветривании марганцевых доломитов и филлитов. Вулканические породы, одновозрастные с первичными, в районе не найдены.

Дальше на север в штате Баия, в районе Назаре и Якобина, находятся месторождения окисных марганцевых руд, образованных при процессах гипергенного обогащения марганцевых филлитов. Эти месторождения содержат незначительные запасы слабо обогащенных руд. Вероятно, окислы марганца отлагались сингенетично с алевролитами и аргиллитами, из которых впоследствии образовывались марганцевистые филлиты. Осадочные породы представляют собой, очевидно, миогеосинклинальные или платформенные образования.

В штате Баия встречено много линз железистых формаций в метаморфизованных докембрийских осадочных породах; некоторые из них больших размеров. Ни одна из этих линз тщательно не изучалась, и их геологическое положение неясно. В результате метаморфизма большая часть железа содержится в грубозернистом магнетите. Весьма вероятно, что первичными были окисные фации, однако это еще не доказано.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТАТА АМАПА

Район Серра-ду-Навиу — основной марганцевоносный район территории Амапа; он расположен к северу от р. Амазонки (0°59′ с. ш. и 52°05′ з. д.).

Породы этого района относятся к серии Серра-ду-Навиу и подстилающей ее группе Джорнел серии Амапа. Возраст их не известен, но они древнее 1800 млн. лет (Алмеида и др., 1968) и могут быть отождествлены с серией Иматака в Венесуэле.

К серии Амапа относятся метаморфизованные осадочные породы группы Санта-Мария, содержащие богатые железистые формации и расположенные в 85 *км* от г. Серра-ду-Навиу. Относительное стратиграфическое положение групп Серра-ду-Навиу, Джорнел и Санта-Мария неопределенно; они могут быть одновозрастными либо группа Санта-Мария древнее остальных, как считает Р. Г. Нагелл (1962). Предполагается, что железистые формации группы Санта-Мария относятся к окисной фации, но полной уверенности

в этом нет, так как разрабатывается только кора выветривания и свежие породы не вскрыты.

Породы группы Джорнел сильно амфиболизированы и, по Нагеллу (1962), являются метаморфизованными осадочными породами, а по В. Скарпелли (1966),— ортоамфиболитами.

На породах группы Джорнел залегают отложения группы Серра-ду-Навиу. Характер контакта между ними еще не ясен. Эта группа сложена в основном кварц-биотит-гранатовыми сланцами. Скарпелли разделил эти породы на три фации: кварцевую, биотитовую и графитовую. Железистые породы относятся к графитовой фации, они чистые и состоят из родохрозитового мрамора с очень небольшим количеством родонита. Встречаются также линзы кальцитового мрамора. Графитовые фации могут содержать до 20% графита в сланцах.

Родохрозит — первичный марганцевый минерал. Как в отложениях Моррода Мина в штате Минас-Жераис, так и во многих подобных месторождениях мира он подвергался перекристаллизации в процессе метаморфизма, но новые минералы в чистых родохрозитовых линзах не образовывались. Там, где родохрозит был смешан с глинами и другими терригенными породами, образовались осадки, сложенные марганцевыми силикатами. Силикатные минералы обильны у контактов карбонатных линз. Количество родохрозита в руде от 2 до 99%.

Скарпелли показал, что три фации группы Серра-ду-Навиу отлагались циклично. В некоторых местах наблюдается до трех циклов, каждый из которых представляет отложения мощностью несколько десятков метров. Нагелл (1962) предположил, что здесь осадконакопление происходило в полупресноводных замкнутых бассейнах, о чем свидетельствует высокое содержание углерода, а также относительно высокое содержание мышьяка в окисленных коренных рудах. В. Скарпелли считает, что осадки накапливались в нестабильной шельфовой зоне или в лагуне; мы также согласны с этим мнением.

На всей площади марганцевых отложений Серра-ду-Навиу наблюдаются значительные по размерам обогащенные железом латеритовые покровы, расположенные на высоких плато. Неизвестно, характеризуются ли эти покровы линзово-прерывистым распределением или это поверхностные участки изверженных пород, обогащенные гидроокислами железа, или же это осадочные породы, аналогичные отложениям западной части Африки, которые формировались в сходных климатических и физико-географических условиях. Первичные марганценосные отложения карбонатной фации отделены от железистых формаций в пространстве, но не во времени, что мы можем наблюдать в штате Минас-Жераис.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТАТА ПАРА

В штате Пара Г. Е. Тольберт недавно обнаружил и описал обширное и мощное поле развития железистых формаций. Железистые формации здесь представлены окисной фацией. По Дж. Тремайне, они связаны с кварцитами и подстилаются конгломератами. Вулканические породы не встречены. Отложения железистой формации можно предположительно отнести к платформенному типу, а марганец встречается в отложениях всего района, но не ясно, занимают ли эти отложения ту же стратиграфическую позицию, что и железистые формации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТАТА МАТУ-ГРОСУ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ БОЛИВИИ

Район, расположенный вдоль границы Бразилии с Боливией возле 19°15′ с. ш., представляет собой один из наибольших в мире районов развития железистых формаций и залежей необогащенных марганцево-окисных руд. В Бразилии эти образования распространены в штате Мату-Гросу. Поч-

ти все известные марганцеворудные отложения находятся на бразильской территории, железистые же формации, с которыми они переслаиваются, наблюдаются по обеим сторонам границы в огромных количествах. Наиболее изучен район Морро-ду-Урукум (Дорр, 1945).

С экономической точки зрения наиболее интересны породы полосчатой формации серии Джакадиго. Точный возраст этих пород не определен, так как не найдено руководящей фауны. Считалось, что они относятся к силуру; многие геологи, включая Н. С. Шатского (1954) и меня, предполагают позднедокембрийский возраст. Последние исследования Ф. Алмеида (устное сообщение) позволили отнести серии Джакадиго к кембрию и ордовику. Конгломераты серии Джакадиго содержат гальки гранитов, возраст которых, по радиометрическим данным, составляет 888 млн. лет, и гальки метаморфических пород серии Корумба возрастом около 550 млн. лет.

В отличие от других железистых пород, описанных выше, породы серии Джакадиго лишь слабо измяты и не метаморфизованы. Степень их выветрелости и гипергенного обогащения весьма незначительна; породы слегка выщелочены на поверхности, механическая эрозия здесь преобладает над химической, и свежие породы выходят на поверхность либо располагаются очень близко от нее. Породы железистой формации хорошо противостоят процессам эрозии и образуют утесы с обрывистыми стенками.

В основании серии Джакадиго залегают кластические грубозернистые, преимущественно аркозовые породы, содержащие местами речные пески и конгломераты с галькой песчаника и слоями явно озерных фаций. Все эти породы сцементированы карбонатом кальция. Характер переслаивания говорит о континентальных или прибрежных условиях осадконакопления. На этой кластической толще согласно залегает формация мощностью 100 *м*, представленная в основном массивными яшмами, которые в обнажениях образуют утесы. Эти породы содержат около 20% железа; однако полосчатость в них не проявляется. Выше яшмовой толщи согласно, но с очень резким контактом залегают породы полосчатой формации Альта мощностью не менее 350 *м*. Это полосчатые гематитовые яшмы с линзами окислов марганца и обломочных пород, часть которых достаточно грубозерниста. Железистая формация представлена чередующимися прослойками тонкокристаллического синего гематита и красных яшм. Мощность отдельных прослоек гематита до 1 *см*, а яшм — несколько меньше, хотя изредка у первых она может достигать дециметра, а у вторых — нескольких дециметров. За исключением отдельных случаев загрязнения обломочным материалом, прослои гематита и яшмы существенно мономинеральны.

Железистая формация содержит прослои обломочного материала и окислов марганца. Обломочный материал изменяется от хорошо отсортированного среднезернистого песчаника до плохо отсортированных конгломератов с диаметром галек до 30 *см* и больше. Мощность прослоев обломочного материала от 2 *см* до 30 *м* (Морро-ду-Урукум). Известны два наиболее значительных марганцевых слоя в Морро-ду-Урукум, которые находятся в нижней части формации. Средняя мощность слоя 1—2 *м*. Значительная часть марганцевых слоев, вероятно, срезана эрозией; сохранившаяся их часть занимает площадь около 5 *км*^{2}.

Почти все марганцевые слои переслаиваются с кластическими породами железистой формации (см. таблицу). Обычно мощность этих кластических пород от нескольких до десятков сантиметров. Кластический материал, подстилающий марганецсодержащие слои, представлен хорошо отсортированным среднезернистым песчаником. Во многих местах вышележащие породы подобны подстилающим, но иногда они содержат валуны и гальку, сцементированную неотсортированными тонко- и среднезернистыми песками и глинами. В таких районах мощность перекрывающих пород может достигать нескольких метров.

В районе Серра-ду-Рабичо (15 *км* к северо-востоку от Морро-ду-Урукум) Н. Харли (устное сообщение) обнаружил, что марганцевые соединения

в некоторых местах образуют цемент в обломочных фациях железистой формации.

Отложения железистой формации Южной Америки и подчиненные им линзы марганцево-окисных пород являются хемогенными осадками, отлагающимися в обширных бассейнах, которые заполнялись вначале кластическим материалом, а впоследствии — хемогенным. Высокое содержание калия (3,5% K_2O) в отложениях марганца говорит о том, что воды в бассейнах не были обычными морскими водами; в них нет ванадия, никеля, мышьяка, сурьмы, меди, олова, свинца, а барий и кобальт содержатся в небольшом количестве. Это свидетельствует о том, что в процессах осадконакопления вулканогенные факторы не принимали участия. Очень высокая степень окисления железных и марганцевых руд ($MnO_2 : MnO = 2,37$) указывает на сильно окислительные условия. Наличие марганцево-окисных линз с кластическим материалом внутри железистой формации отражает резкие изменения условий осадконакопления, что сопровождалось осаждением марганца; в то же время породы железистой формации содержат марганца меньше одного кларка. Отложение яшм тогда почти полностью приостанавливалось, так как основное количество SiO_2 в марганцевистых породах (в среднем 1,25%) представлено лишь вторичным криптокристаллическим кремнеземом. Была ли вода в бассейнах соленой или пресной не ясно. Мы считаем, что бассейн был эстуариевого или озерного типа и что в условиях засушливого климата концентрация железа в воде достигла нужного уровня, а обломочного материала не было в течение всего периода осадконакопления. Временные и резкие изменения климата местами приводили к привносу обломочного материала; при этом состав воды изменялся таким образом, что отлагались окислы марганца. Весьма ограниченное распространение грубозернистого кластического материала и его неокатанность указывают на наличие бурных потоков, а смешивание этого грубозернистого материала с окислами марганца и увеличение количества таких пород к северо-востоку говорит о том, что береговая линия проходила на северо-востоке, невдалеке от современного окончания выходов серии Джакадиго.

Средний химический состав пород железистых формаций и марганцевых пород, %

Компонент	Марганцевые породы	Полосчатые гематитовые породы
Fe	11,1	56,9
Mn	45,6	0,08
SiO_2	1,25	17,03
Al_2O_3	1,74	0,65
MgO	0,13	0,06
CaO	0,20	0,06
K_2O	3,52	0,2
Fe : Si	8,8 : 1	3,29 : 1
Fe : Mg	0,24 : 1	710 : 1

Запасы руд чрезвычайно велики. Б. Альворадо (1970) считает, что в Боливии содержится 40 000 млн. *т* железорудного сырья, в Бразилии — 10 000 млн. *т*. Эти породы представляют собой лишь незначительную часть уцелевших от эрозии коренных отложений. Ранее мы предполагали, что всего было около 500 000 млн. *т* железных руд и до 200 000 млн. *т* марганцевых руд; после открытия рудных залежей в районе Рабичо и Мутум эти цифры нужно увеличить на порядок.

Хотя Н. С. Шатский (1954) полагает, что железо и марганец могли переходить в растворы при разрушении более древних железистых формаций докембрийского щита, это кажется маловероятным, так как подобные породы известны лишь на расстоянии 1500—1700 *км* от района Морро-ду-Урукум. Подобные же породы, развитые ближе, в период отложения серии Джакадиго были, вероятно, закрыты осадочным чехлом. Подстилает эту серию комплекс сильно метаморфизованных докембрийских кристаллических пород, более древних, чем отмеченные выше граниты. Возможно, этот комплекс служил источником материала и для большинства железо- и марганцеворудных формаций. Однако вопросы эти настолько сложны, что дать на них окончательный ответ весьма трудно.

ЛИТЕРАТУРА

Aldrich L. T. et al. — Isotope Geology, In: Annual Report Director, Dept. Terrestrial Magnetism: Carnegie Inst. Washington Yearbook, **63**, 1964.
Almeida F. F. M. et al.— Soc. Brasileira Geol. Bol., **17**, 1, 1968.
Alvorado B.— Iron ore deposits of South America. In: Survey of world iron ore resources; New York, United Nations Dept. Econ. and Social Affairs, (United Nations Publications Sales No. E. 69. II. C. 4, ST/ECA/113), 1970.
Dorr J. V. N. II.— U. S. Geol. Survey Bul. 946—A, 1945.
Dorr J. V. N.— Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil: Econ. Geology, 1964, **59**, 7.
Dorr J. V. N.— Econ. Geology, 1965, **60**, I.
Dorr J. V. N. U. S. Geol. Survey Prov., Paer 641—A, 1969.
Dorr J. V. N. II.— Coelho, I. S. a. Horen A. The manganese deposits of Minas Gerais, Brazil: Internat. Geol. Congress, 20th, Mexico City, 1956, Symposium sobre yacimientos de manganeso, **3**, 1956.
Gair J. E.— Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles Minas Gerais, Brazil: U. S. Geol. Survey Prof., Paper 341-A, 1962.
James H. L.— Econ. Geology, 1954, **49**.
Krumbein W. C. a. Garrels R. M.— Jour. Geology, 1952, **60**.
Mason B. Jour. Geology, 1949, **57**.
Matheson A. F.— Canadian Mining Metall. Bull., **49**, 525, 1956.
Nagell R. H.— Econ. Geology, 1962, **57**, 4.
Ribeiro F. E.— Soc. Brasileira Geol., Bol., **15**, 2, 1966.
Ribeiro F. E. a. Ellert N.— Min. e Met., **49**, 289, 1969.
Scarpelli W.— Aspectos geneticos e metámorficos das rochas do distrito de Serra do Navio, Território Federal do Amapá, Brazil. In: Anais de VI Conferencia Geológica das Guianas: Brazil Dept. Nac. Prod. Mineral, Div. Geol. e Mineral, Avulso 41, 1966.
Shatsky N. S.— Internat. Geology Rev., **6**, 6, 1964.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ И МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ В РАЙОНЕ ГОРНОЙ ЦЕПИ АНТИАТЛАСА В МАРОККО

Г. ШУБЕР, А. ФОР-МЮРЕ
(Франция)

Докембрий Антиатласа делится на шесть систем. Развитие пяти из них заканчивается значительными орогенезами, обусловившими образование складчатых и гранитизированных зон. Породы шестой системы образуют основание палеозойского чехла, перекрывающего древние складчатые зоны.

Докембрийское ядро Антиатласа было сформировано вначале двумя системами: *системой Кердус,* относящейся к архею (гранитизация проходила 2600 млн. лет назад; орогенная цепь, которая соответствует этой системе, называется Загоридами и характеризуется широтным простиранием) и *системой Зенага* (докембрий I), относящейся к раннему докембрию (орогенная цепь, заканчивающая эту систему, известна под названием Берберид, в ее пределах проявились три фазы складчатости и гранитизации, проходившие соответственно 1940, 1850 и 1750 млн. лет назад; направление тектонических элементов тяготеет к меридиональному). Загориды и Берберид образовали в Антиатласе кратон, вдоль северной границы которого последующие орогенные цепи располагаются параллельно друг другу.

Следующими системами являются: *система Эль-Грара* (или докембрий I—II) характеризуется значительной вулканической активностью и развитием ультраосновного материала. Это центральная цепь Антиатласа возрастом 1600—1680 млн. лет; *известковая* и *кварцитовая система* (докембрий II) образует эпиконтинентальный чехол на трех предыдущих цепях. Однако она в значительной мере смята в складки и местами гранитизирована; ее возраст 1400—1500 млн. лет. Это цепь Западного Антиатласа.

Последней докембрийской орогенной грядой является Восточный Антиатлас (возрастом 900—1050 млн. лет). Она образует складки западного направления и соответствует внешней границе древнего кратона. Гряда образована *системой Сируа-Сарро* (докембрий II—III), которая начинается вулканогенными породами и тиллитоидами (сцементированными ледниковыми отложениями) возрастом 1250—1350 млн. лет. В этой гряде отмечена значительная гранитизация, следствием которой являются граниты Тифнут и Узеллар.

Шестая докембрийская система начинается с кислых вулканогенных пород *уарзазатовой серии*. Они трансгрессивно перекрыты адудуновыми доломитами. За стадией осадконакопления раннего Адуду следует значительная регрессия, которая отделяет ее от формации следующей стадии, включающей поздний Адуду и ранний кембрий. Вся система охватывает время от 900 до 550 млн. лет.

В первых двух системах почти нет железистых или марганцевых формаций, кроме нескольких небольших жил гематита или кварца с гематитом. Основные кварцевые проявления относятся к серии Бу-Тазульт на восточном склоне архейского массива Ифни.

Железистые формации были обнаружены в основании докембрия I—II и в сланцах докембрия II.

Марганцевые формации связаны с кислыми платформенными вулканогенными сериями, залегающими в основании докембрия II—III и в докембрии III (урзазатовая серия) (рис. 1)

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ I—II

Основание докембрия I—II слагается в отдельных местах железистой формацией, представленной гематитовыми сланцами. Она относится к обширному семейству итабиритов (Шубер, 1963). Наиболее полно железистая формация развита на южном склоне докембрия Эль-Грара (центральный Антиатлас, южнее Аит-Амана), где находятся железистые месторождения Гельб-эль-Хадид (Железный холм).

Гематитовые сланцы несогласно покрывают гнейсы Уэд-Асемлиль (которые неверно относятся к докембрию I). В этом смысле они и являются платформенным чехлом, что приближает их к итабиритам.

Открытая в 1949 г. А. Журавским (1952) формация содержит до 66% Fe_2O_3 (46—50% железа) и 24% кремнезема. Под микроскопом видно, что эти породы состоят из зерен и прожилков гематита и гранобластического кварца. В целом они расслоены и сильно измяты.

Для некоторых районов характерна поперечная зональность от гематитовых сланцев до слюдистых сланцев с биотитом, что свидетельствует об относительно сильном метаморфизме (амфиболовая фация).

Вначале эта формация, вероятно, была распространена непрерывно, в настоящее время она имеет линзовидную форму и отражает контакт между докембрием I и докембрием I—II. Линза Гельб-эль-Хадид протягивается на расстоянии около 2 *км* при максимальной мощности 50 *м*, иногда уменьшаясь до нескольких дециметров или выклиниваясь. Гематитовые сланцы прослеживаются на протяжении 20 *км*. Они появляются на западе района Иртем и вытянуты вдоль северной оконечности массива Такрум и на восток от Хасси-Атлалат, где слагают оси антиклинальных структур. Это, несомненно, отложения осадочного происхождения, связанные с трансгрессией. Пока не ясно, является ли эта формация морской и трансгрессивной или континентальной, отложившейся на поверхности гнейсов до трансгрессии (разновидность латеритной коры).

Железистую формацию завершают иногда метаморфизованные известняки. Гематитовые сланцы так измяты в складки, раздроблены и расслоены, что часто трудно понять точное соотношение между этими двумя формациями. В Гельб-эль-Хадид отмечается несколько небольших линз известняка

(от 10 до 20 *см*) в сочетании с гематитовыми сланцами, смятыми вместе с ними в мелкие складки. Наличие известняков можно рассматривать как аргумент в пользу морской природы этой формации.

ПРОЯВЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА В ДОКЕМБРИИ II

В восточной части Эль-Грара (Центральный Антиатлас) и особенно вблизи Эль-Блейда были обнаружены проявления железа в сланцах докембрия II. Эта толща начинается здесь с огромной пачки плотных кварцевых диоритов, которые замещают первый стратиграфический горизонт — базальные известняки. Вторым горизонтом являются кварциты Эль-Орф (вершина высотой 1529 *м*), которые имеют форму большой поставленной на ребро линзы длиной 4 *км*. Третий горизонт состоит из основного вулканогенного материала в сочетании со сланцами, за которыми следует мощный комплекс сланцев и флишевых пород; наблюдается очень слабый метаморфизм зеленых сланцев.

Под микроскопом видно, что эта порода состоит в основном из гематитовых зерен, вытянутых или округлых, и тонко расслоенного серицита. Кроме того, наблюдается небольшое количество зерен кварца и прослойки биотита и хлорита. Встречаются также породы, состоящие из волокнистого кремнезема и серицита с полосками и «пятнами» очень мелкого гематита.

Эти породы были обнаружены и в сланцах, отделяющих кварциты от вулканогенного горизонта, и частично в сланцах, перекрывающих эту формацию (например, в окрестностях Блейды). Железистые образования в сланцах докембрия II, по-видимому, не имеют большого значения. Ни содержание железа, ни его запасы еще не оценены. Иногда в вулканогенных сланцах встречаются месторождения меди.

МАРГАНЦЕВЫЕ ЗАЛЕЖИ ДОКЕМБРИЯ II—III

Марганцевая залежь докембрия II—III-это пластовая залежь Идикель, или Аферни (первое — название деревни, расположенной ниже шахты, второе — соседнего перевала). Она развита восточнее г. Тафраута (Западный Антиатлас) на вершине скалистого обрыва и представлена прослоями в конгломератовой свите (мощностью 200 *м*), ограничивающей на востоке архейский массив Кердус. Эти породы являются эквивалентом серии Анзи (1000 *м*), сланцы, песчаники и граувакки которой распространены на территории, находящейся западнее Тафраута.

Свиту Анзи подстилает довольно мощный вулканогенный комплекс, в основном риолитовый (до недавнего времени он смешивался с мощной риолитовой серией докембрия III). Тонкий риолитовый слой наблюдается местами и в основании серии Идикель.

Конгломератовая серия Идикель речного происхождения и переслаивается со слюдистыми слоями (или псаммитами), в которых слюда привнесена из архейских сланцев и гранитов. Некоторые из этих прослоев (мощностью 2—5 *м*) содержат слои красных пелитов и песчаников с вулканическими образованиями. Они сопровождаются марганцевыми красными доломитами (4—12% MnO) озерного происхождения.

Марганцевые залежи образуют в этих красных горизонтах прерывистые прослои. Мощность основного из них 1,5—2 *м*. Другие слои, не поддающиеся разработке, появляются кое-где выше или ниже основного слоя.

Вся толща обнажена на 2 *км* и погружается под углом 20—25° на восток. Длина богатой зоны 800 *м*, разрабатывалась она на ширину 150 *м*. Вне этой зоны минерализованные слои замещаются доломитами с незначительным содержанием марганца.

Содержание марганца в промышленной руде составляло 37—51% Mn (SiO_2 — 1 — 13%; BaO—5—10%; Pb—0,02—1,3%). Ежегодно добывалось

20 000 *т*, что продолжалось до 1959 г. Общая добыча составила 100 000 *т*. Руда состоит из браунита и псиломелана с баритом, небольшого количества гаусманита и полианита. Иногда встречается родонит и диалогит (диалогит развит поблизости от доломитов). Наблюдается гематит и тяжелый шпат, кварц, альбит, различные слюды и т. д. В более молодых жилах, секущих минерализованную зону, встречается медный колчедан и другие медные руды, тяжелый шпат, кварц, сопровождаемый акмитом и спессартиновым гранатом.

Наличие этих силикатов свидетельствует об увеличении температуры во время (или после) образования залежи, поэтому серия Анзи может быть слабо метаморфизирована (например, новообразованный биотит в риолитах Уэд Удрар, недалеко от Анзи).

Вот несколько гипотез об образовании залежи Идикель.

1. Буладон и Журавский (1956) считают вполне обоснованно «что залежь Идикель образовалась в процессе осадконакопления на краю закрытого бассейна, возможно озерного типа, из минерализованных растворов магматического происхождения», т. е. это *гидротермальная сингенетическая залежь*.

Журавский (1963) рассматривал руду залежи Идикель как результат поверхностного окисления карбонатной руды, возможно, связанной с марганцево-железистыми доломитами.

2. Красноцветные доломиты, которые не сопровождаются марганцевыми залежами, часто встречаются на восточном склоне массива Кердус (около Изерби, Агужгаля и др.). Озерная стадия развития следовала, вероятно, за риолитовой вулканической деятельностью, характеризующей начало седиментационного цикла докембрия II—III. Разрушение вулканов, и в частности зон, богатых марганцем, и концентрацию этих марганцевых продуктов в озерах можно рассматривать как возможный процесс образования залежи Идикель без гидротермальных растворов. Тогда схема образования залежи должна быть такой же, как для марганцевых залежей меловых отложений, расположенных вдоль северного склона Антиатласа, т. е. это *сингенетическая седиментационная залежь,* вероятно, обогащенная в результате окисления при ее выходе на дневную поверхность.

3. Зона минерализации образовалась в результате воздействия гидротермальных растворов на марганцево-железистые доломиты и пелиты и сформировалась *гидротермальная эпигенетическая залежь*.

Действительно, согласно карте изопахит, составленной Миксусом (Буладон и Журавский, 1956), зона минерализации представляется линейно вытянутой структурой субмеридионального направления шириной 50—100 *м*. В середине зоны мощность залежи максимальная (1,5—2,0 *м*). Марганцевые доломиты окаймляют ее без перерывов (кроме случаев, когда залежь срезается крутым обрывом). Линейно вытянутая форма зоны минерализации может быть результатом поступления марганцевых растворов вдоль разлома, что привело к замещению доломитов рудами марганца.

Жильное месторождение марганца в докембрии II—III (область Тидили вдоль границы Высокого Атласа и Антиатласа — деревня Анфид) интересно тем, что там встречаются роданит и спессартин, что указывает на повышенную температуру при образовании этого месторождения (Буладон и Пруст, 1959)

Эти марганценосные жилы ориентированы на восток — северо-восток и запад — юго-запад. Мощность одной из них 1 *м*. Кроме родонита (с 75% $MnSiO_3$) и спессартина (с 25—40% MnO), встречаются псиломелан, полианит и гидраты марганца (вад).

Можно заключить, что марганцевые месторождения докембрия II—III образовались в условиях более высокотемпературных, чем месторождения докембрия III, которые никогда не содержат роданита и спессартина.

МАРГАНЦЕВЫЕ ЗАЛЕЖИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ (ДОКЕМБРИЙ III)

Наши современные знания о марганцевых залежах докембрия III в Антиатласе связаны с именем Журавского, хотя впервые они изучены Нельтнером (1934) и Бондоном (1937).

Детальные исследования были выполнены в 50-х годах XX в. Журавским, Буладоном и позднее Пуитом. Эти авторы делят марганцевые залежи докембрия III на две основные группы: жильные и пластовые. Первые очень многочисленны, особенно на юге (90 *км* по широте и 60 *км* по меридиану), но они встречаются также на западе Талиуин, а также на востоке в Восточном Сарро, т. е. на протяжении более 250 *км*. Небольшие линзообразные тела пластовых залежей часто ассоциируют с жильными залежами. Крупные пластовые залежи наблюдались только в синклинальном бассейне Тиуин (40 *км* западнее Уарзазата) площадью 10 × 15 *км*. Здесь в западной части бассейна находятся месторождения Тиуин и Мигуден, а на восточном — Уфрен.

В районе Уарзазат породы докембрия III представлены переслаивающимися с некоторым несогласием вулканическими комплексами. Ранний комплекс докембрия III почти исключительно андезитовый, средний — преимущественно риолитовый (игнимбриты, лавы, туфы) с некоторым количеством андезитов и трахитов. Поздний докембрий III характеризуется образованием впадин, выполненных кластическими континентальными осадками и реже встречающимися озерными известняками. В этих осадках наблюдаются прослои риолитов, обычно щелочных, и андезитов (в основном порфировых).

Большинство жильных залежей встречаются в риолитах среднего докембрия III. В то же время бассейн Тиуин с его пластовыми месторождениями выполнен конгломератами, песчаниками и пелитами позднего докембрия III.

Жильные залежи

Согласно исследованиям, выполненным Журавским (1963), в районе Уарзазат известно несколько сотен жил марганца (более 200) (рис. 1). Из этих месторождений уже добыто около 400 000 *т* руды, содержащей 50% марганца.

Жилы, как правило, встречаются группами. Каждая группа относится только к одному вулканическому комплексу — риолитам, игнимбритам или андезитам (рис. 2). В исключительных случаях жила протягивается из одного вулканического комплекса в другой; обычно они выклиниваются в пределах одного комплекса в его подошве или кровле. Следующий комплекс может иметь свою жильную залежь. Следовательно, существует определенная последовательность генераций жил и каждая генерация *соответствует определенному вулканическому комплексу*.

Жильные залежи никогда не располагаются на большой глубине. Лишь редкие разработки велись на глубине 90—95 *м* (жилы Бу-Узгуар, жила Тизги-эль-Илан и др.). Везде они находились на глубине нескольких десятков метров или метров. В большинстве случаев жилы очень быстро выклиниваются, часто очень трудно обнаружить и проследить их окончание (например, жила Таура выклинивается на глубине 62 *м*). Изредка марганцевая руда замещается гематитом (например, в подземных разработках жилы Шарло в месторождении Тизги-эль-Иллан).

Минеральный состав этих руд очень постоянен. Это браунит, криптомелан, гаусманит, голландит, полианит, пиролюзит, псиломелан, тодорокит и т. д., сопровождаемые гематитом, тяжелым шпатом, кварцем, доломитом и кальцитом.

По Журавскому, эти минералы кристаллизовались одновременно. Возможно, что браунит образовался первым. Минеральный состав с глубиной не изменяется. К поверхности увеличивается лишь количество BaO.

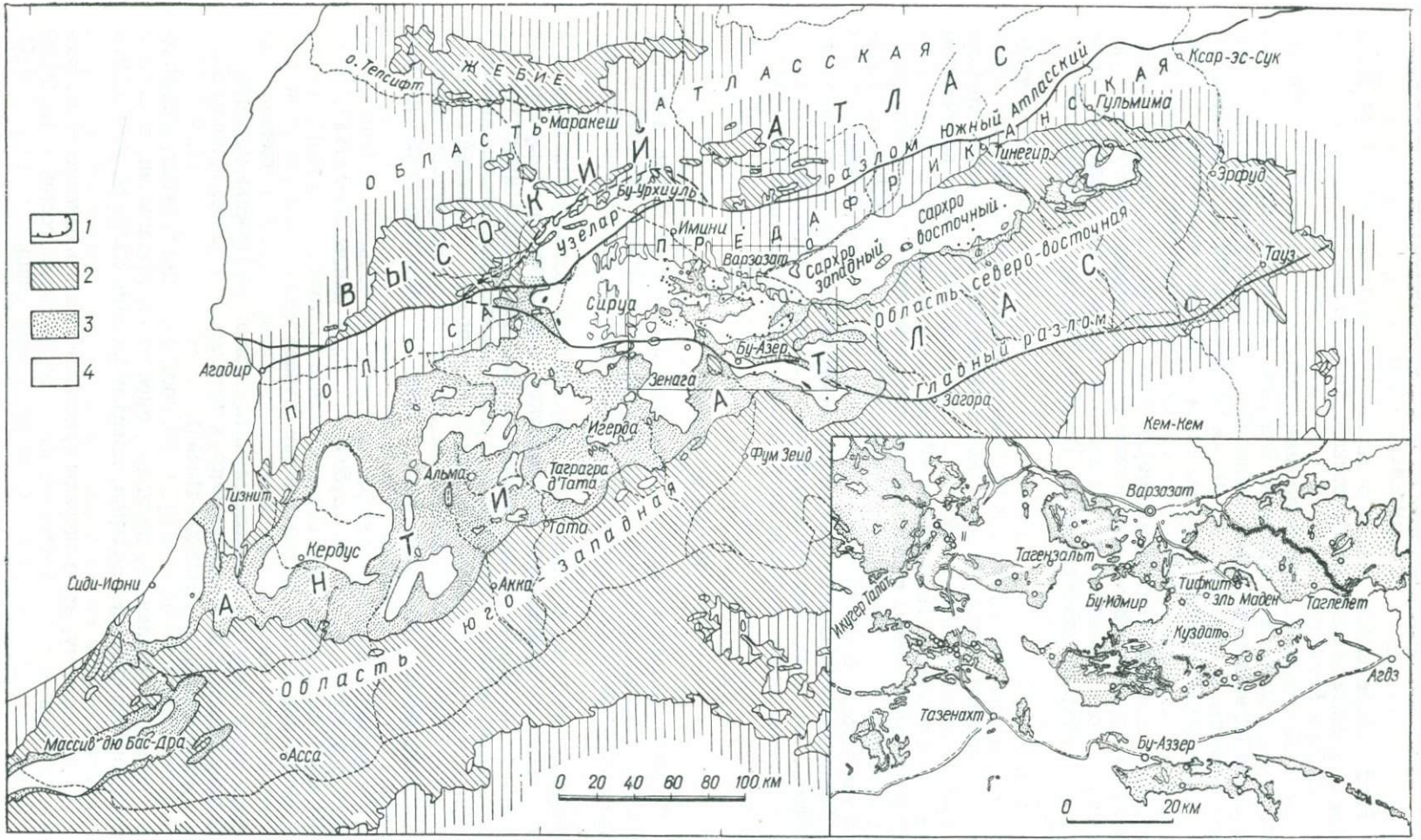


Рис. 1. Распределение докембрийских образований Антиатласа и железистых и марганцевых залежей докембрия:

1 — мезозойский и кайнозойский чехлы; *2* — палеозой (за исключением раннего кембрия района Антиатласа); *3* — ранний кембрий и аддуду в районе Антиатласа; *4* — докембрий.

Марганцевые жилы развиты главным образом в среднем докембрии III, особенно в риолитах, а также в андезитах. Они редки в раннем докембрии III, который отличается интенсивным развитием андезитов. Их практически нет в континентальной кластической формации позднего докембрия III типа серии Тиуин. Это же наблюдается и в адудуновом чехле.

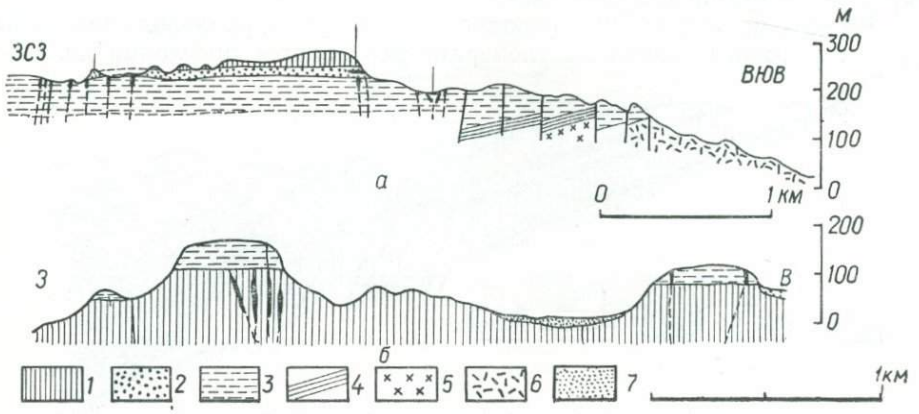


Рис. 2. Разрез жильных залежей Эль-Борж (*а*) и Тизги-эль-Иллан (*б*) Центрального Антиат ласа (по данным Журавского, 1963):

1 — игнимбриты; *2* — пелиты; *3* — андезиты; *4* — туфы слюдистые; *5* — дациты; *6* — андезитовые порфириты; *7* — наносы.

Очевидно, существует тесная генетическая связь между жилами и их вмещающими вулканическими породами. Металлогенный процесс, ведущий к формированию жил, вероятно, связан с окончанием вулканической активности каждого минерализованного комплекса. Журавский описывает эти жилы как *эпитермальные, связанные с вулканизмом.*

Жилы залегают очень близко к топографической поверхности образований континентальных фаций данной эпохи. Отложение марганцевых солей происходило в то время, когда гипогенный гидротермальный раствор встречался с богатой кислородом поверхностной водой. Действительно, трех- и четырехвалентные марганцевые соли становятся нестабильными в разбавленном растворе. Они переходят в коллоидную форму $Mn(OH)_2$, которая и осаждается. Более того, привнос кислорода, необходимого для осаждения окисей марганца (в данном случае 1,27), явно недостаточен, он достигает 2,66 для руд пластовой залежи Тиуин. Значит, жильные залежи должны были образовываться в условиях недостатка кислорода.

Пластовые марганцевые залежи

В седиментационном бассейне Тиуин-Уфрен отмечаются только пластовые залежи различной мощности. Основных залежей здесь три: Тиуин, Мигуден, Уфрен (последняя расположена на восточном склоне бассейна).

Пластовые линзы марганца известны также в других месторождениях. Они часто ассоциируют с полями жил, но всегда невелики по размеру. Правда, в районе Тиуин встречаются жильные залежи, из которых наиболее известны жилы Тиндаф и Таура, но они находятся в риолитах и игнимбритах среднего докембрия III, подстилающего серию Тиуин.

Эта серия представлена красной осадочной формацией континентального происхождения (около 1000 *м* мощности). Она содержит редкие прослои трахитов и андезитов. В других бассейнах позднего докембрия III наблюдаются андезитовый и риолитовый вулканизм, продукты которого достигают иногда большой мощности

На западном краю синклинального бассейна породы серии Тиуин начинаются с конгломератов.

Они погружаются на восток под углом 20—25°. Если двигаться к центру прогиба, то размеры галек конгломератов уменьшаются, и они постепенно переходят в красные песчаники и, наконец, в пелиты (рис. 3). Последние окрашены в густой красный цвет.

Во всех мелкозернистых породах встречается и крупнообломочный материал, а мощные пачки конгломерата разделяются прослоями пелитов.

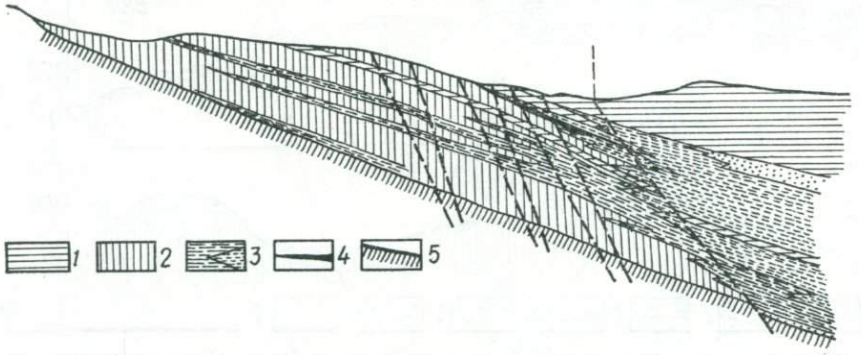


Рис. 3. Разрез пластовой залежи в Тиуине, показывающий переход от грубообломочного материала к тонкозернистому (по данным Кольсона, из работы Буладона и Журавского, 1955):

1 — крупнообломочные конгломераты (тиллиты?); *2* — нормальные конгломераты; *3* — конгломераты, переходящие в песчаники и пилиты; *4* — минерализованная пачка, находящаяся в разработке; *5* — «главный игнимбрит» субстрата.

В серии красных пелитов наблюдаются прослойки известняков озерного типа. Эти известняки особенно широко развиты в районе между Уэд-Ирири и Мигуден, а также на восточном склоне синклинали в регионе Уфрен.

Следовательно, серия Тиуин образовалась в бассейне, заполняемом осадками дельты, обломочный материал приносился наводнениями с кратковременными разливами. Эта картина в значительной мере отличается от представлений Журавского и Буладона (1955), связывающих образование пород серии с постоянно существовавшим озером, которое заполнялось впадающими сюда реками и ручьями. По нашему мнению, только известняки озерного происхождения, слои же красноцветов типа красных песчаников, аналогичные в любых континентальных формациях, обычно связаны с полупустынным климатом.

Прогиб Тиуин с запада ограничивается крупным разломом. Его края пересекаются поперечными и диагональными нарушениями, которые были выявлены во время разработки месторождений.

Марганцевая минерализация наблюдается главным образом в пелитовых горизонтах, образующих слои в конгломератах. В Тиуине есть более 20 слоев, группирующихся в три пачки: приподошвенную, разрабатываемую и верхнюю (Буладон и Журавский, 1955) (рис. 4).

Приподошвенные марганцевые прослои начинаются с первого пелитового горизонта, расположенного в нескольких метрах над последним слоем игнимбритов. Мощность первого горизонта может достигать 50 *см*, он распространяется на 150 *м*, начиная от краевого нарушения. Второй горизонт находится на 20 *м* выше, он содержит три слоя с рудой низкого содержания.

Разрабатываемая пачка располагается на 50 *м* выше. Она может содержать до 15 слоев в 20-метровой конгломератовой толще и всегда приурочена к пелитам. Суммарная мощность руды 4 *м*, максимальная протяженность 1 *км* по обнаженной части и 300 *м* по падению. Вверх по падению слои быстро выклиниваются. Ниже и вкрест простирания они обедняются и разделяются на многочисленные прослои, исчезающие среди пелитов и песчаников.

Некоторые минерализованные пласты могут быть срезаны вышележащими конгломератами, содержащими гальки минерализованных пелитов.

Руда состоит из браунита и мелкокристаллических минералов голландит-криптомелан-коронадитовой серии. В руде встречаются компоненты, которые характеризуют неминерализованные пелиты, — стекло, слюда, кварцевый щебень и т. д. Это позволяет определить природу руды и считать ее образовавшейся в результате замещения пелитов.

Процесс минерализации несколько изменялся от одной пачки к другой. Так, нижние слои богаче голландитом, чем основная пачка. Последняя обо-

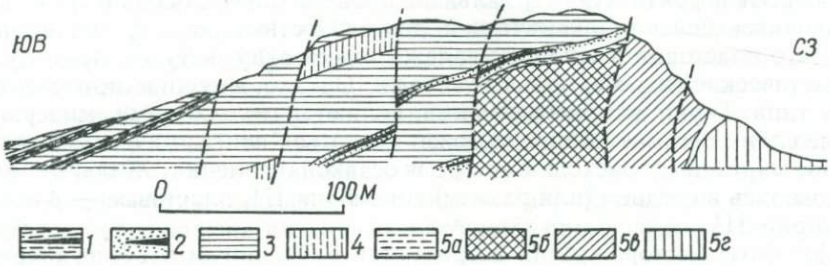


Рис. 4. Пластовая залежь Тиуин. Разрез западного края бассейна. Конгломераты по разломам контактируют с игнимбритами (по данным Буладона и Журавского, 1955):

1, 2 — зоны минерализации (пелиты); *3, 4* — конгломераты, участками с крупными обломками (тиллиты?); *5 (а — г)* — комплекс игнимбритов, туфов и брекчий.

гащена браунитом и криптомеланом. Изменяется содержание Pb и щелочей в руде по мере продвижения вверх или вниз по склону. Содержание Pb больше вверху, щелочей — внизу.

Тяжелый шпат встречается лишь в нижней пачке. В Мигудене руда богаче тяжелым шпатом, который сопровождается кварцем и гематитом. Местами последние могут занимать весь слой.

Средний состав руды месторождения Тиуин по марганцу и его основным примесям в обогащенной руде следующий (в %): Mn — 42—48; SiO_2 — 6—21; BaO — 2—9; P — 0,2—2,1. Это менее продуктивная руда, чем жильная. Но она немного бочаче BaO и Pb. Ее степень кислотности тоже выше (2,66%) по сравнению с рудой в жилах (1,27%).

По мнению Буладона и Журавского (1955, 1956), залежь Тиуин является одновременно гидротермальной и сингенетической. Они предполагают, что минерализованные растворы притекали в гипотетическое озеро. По нашему мнению, залежь гидротермальная и скорее эпигенетическая.

Металлогенетическая характеристика залежи следующая: 1) парагенезис минералов такой же, как и у жил района Уарзазат; разница только в том, что последние богаче браунитом и беднее голландитом, поэтому их одинаковое происхождение сомнения не вызывает; 2) зоны, богатые минерализованными слоями, располагаются вблизи краевого нарушения, которое ограничивает прогиб с запада. Наблюдается также обогащение вдоль поперечных нарушений; 3) на периферии тех же нарушений игнимбриты, расположенные под залежью, содержат вкрапления марганца. Это означает, что марганцевые растворы поднимались по этим нарушениям; 4) в некоторых слоях руды наблюдаются трещины, выполненные вышележащими конгломератами, содержащими гальки этой же руды. Это можно рассматривать как доказательство сингенетической природы этих слоев (Нельтнер, 1934); 5) поблизости минерализованных слоев эти конгломераты могут содержать вкрапления марганца; 6) рудная минерализация образуется в слоях пелитов или связана с ними, что свидетельствует об образовании этих залежей в результате замещения при осаждении марганца на дне озера, как думали Буладон и Журавский (1955, 1956).

На этом основании образование пластовой залежи Тиуин представляется сложным процессом, включающим взаимодействие следующих явлений: выполнение Тиуинового прогиба континентальными отложениями; пульси-

рующие сбросы по нарушениям во время накопления осадков; внедрение гидротермальных растворов, возможно, связанных с повторяющимися сбросами по разломам в течение нескольких активных стадий. Вероятно, каждый отложившийся прослой подвергался воздействию нарушений, а затем пропитывался растворами. Конгломераты, следующие за этими отложениями, срезали слои, которые были уже минерализованы, и новый цикл начинался снова.

По всей вероятности, термальный процесс минерализации был связан с заканчивающейся вулканической деятельностью, поэтому можно допустить, что пластовые и жильные залежи имеют одну и ту же природу: это эпигенетические гидротермальные залежи. Однако, в сущности, в месторождении типа Тиуин эпигенетическими являются только сами минерализованные слои. Весь же комплекс может считаться сингенетическим, так как привнос марганца происходил во время осадконакопления. Жильные залежи образовались в среднем (или раннем) докембрии III, пластовые — в позднем докембрии III.

Подобные месторождения встречаются в Тюрингии и Гарце (пермские туффы, порфиры и брекчии), в Калифорнии и Новой Мексике в Соединенных Штатах, в Марокко в районе Милила (Буладон и Журавский, 1955, 1956).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С МАРГАНЦЕВЫМИ ЗАЛЕЖАМИ

В Антиатласе докембрий III являлся не только периодом активного вулканизма, но особенно периодом марганцевой металлогении. Эти два явления — преимущественно риолитовый вулканизм и минерализация марганцевыми термальными растворами — тесно связаны.

Детальные исследования Журавского и Буладона позволяют довольно полно представить особенности внедрения горячих растворов и отложения продуктов минерализации, с одной стороны, в разломах, секущих лавы и игнимбритовые слои, и, с другой — в осадочных сериях континентального происхождения.

Однако такое представление механизма минерализации вызывает ряд вопросов, на которые мы сейчас еще не можем ответить.

Почему марганцевые залежи концентрируются главным образом на юге Уарзазата на площади 90 × 60 *км*? Обнажения вулканических пород докембрия III распространяются далее на запад и на восток (на площади длиной 250 *км*). По мере удаления от региона Уарзазат марганцевые залежи встречаются реже и исчезают совсем. Вне этого региона известны только две зоны, содержащие марганец: два месторождения на западе (севернее Талиулин) и четыре — на востоке (восточный Сарро).

Сами по себе риолиты очень бедны MnO, поэтому вопрос о сегрегации или выщелачивании его растворами из вмещающих пород отпадает. В зоне минерализации южнее Уарзазата есть несколько групп вулканов с совершенно различными выделяемыми продуктами, что, однако, не влияет на распределение залежей марганца. Иногда жилы марганца секут андезиты (Ташгагальт, Эль-Борж и др.). Одно месторождение найдено даже в гранитах субстрата (докембрий II—III), а именно небольшая залежь в гранитах Тамазирт (на востоке от Сируа), залегающая вблизи границы докембрия III. Среди различных осадочных или вулканогенно-осадочных бассейнов докембрия III только бассейн Тиуин — Уфрен является минерализованной зоной.

Таким образом, все эти залежи как жильные, так и пластовые являются гидротермальными, а проявления марганца не обязательно имеют то же происхождение, что и вулканогенный материал, хотя появление и размещение минерализованных зон тесно связаны с вулканизмом. Иначе, вулканизм представляется только одним из факторов, вызывающих образование и появление месторождений марганца.

Следует подчеркнуть всегда один и тот же парагенезис марганцевых

залежей докембрия III, что выражается в преобладании марганцевых окислов над всеми другими компонентами — гематитом, баритом (всегда содержащим Pb), кварцем и иногда доломитом, обычно наблюдаемом в очень небольших или даже ничтожно малых количествах. Металлогенетический процесс, вызванный риолитовым вулканизмом докембрия III, очевидно, развивается селективным путем и связан с привносом только Mn, Pb, Fe, Ba, Si, иногда Ca и Mg, а также в некоторых случаях щелочей.

Эти особенности не только специфичны для докембрия III, но и для риолитового вулканизма докембрия II—III. Таким образом, несмотря на детальные сведения о процессе образования жильных и пластовых залежей, мы не можем ответить на основные вопросы: почему эта минерализация связана именно с кислым вулканизмом; что является первоисточником этой минерализации; действительно ли вулканы содержат глубокие металлогенные источники, связанные с некоторыми магматическими резервуарами, или процесс рудообразования состоит в автогенезисе марганцевой минерализации в определенных зонах, на различных глубинах, при особых условиях, связанных с вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

Agard J., Destombes J. a. Van Leckwijck W. — In: Geologie des gites mineraux marocains. XIX Congr. Géol. int. Alger 1952, Monogr. région. sér. Maroc 1, et Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 87, Rabat, 1952.

Blondel F. a. Bondon J.— C. R. Acad. Sci., **202**, Paris, 1936.

Bondon J. a. Frey R.— Soc. Geol. Fr. Paris, 1937.

Bouladon J. a. Jouravsky G. In: Geologie des gites mineraux marocains. XIX Congr., Geol. int. Alger 1952, Monogr. region. ser. Maroc 1 et Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 87, Rabat, 1952.

Bouladon J. a. Jouravsky G.— Les gisements de manganese de Tiouine (Sud marocain) Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 125, Rabat, 1955.

Bouladon J. a. Jouravsky G.— XX Congr. Géol. int. Mexico, Sympos. sobre Yacimentos de Manganese, **2**, 1956.

Choubert G. In: Geologie du Maroc. XIX Congr. Geol. int Alger 1952, Monogr. reg. Ser. Maroc 6, et Notes et Mem. Ser. Geol. Maroc., 100, 1952.

Choubert G.— Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc., 162, 1963.

Despujols P.— La Science au Maroc. 58 Sess. Assoc. fr. Avanc. Sci., 1934, Casablanca.

Jouravsky G.— Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc., 117, Notes, **7**, 1953.

Jouravsky G. a. Destombes J.— Mines et Géol., 13, Rabat, 1961.

Jouravsky G.— Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 170, Notes , **22**, Rabat, 1963.

De Lizaur y Roldan J. — Notas y comm. Instit Geolog, y Minero, 18, España, Madrid, 1948.

Neltner L.— In: Les ressources minérales de la France d'Outre-mer. Publ. Bureau Géol. et min. colon., **2**, Paris, 1934.

Pouit G. a. Jouravsky G.— Mines et Geol., 11, Rabat, 1960.

Pouit G. a. Jouravsky G.— Mines et Geol., 17 Rabat, 1962.

De Sitter L. U., Huyse W. R. a. Lagaaïj R.— Geol. in Mijnbouw, 2 Amsterdam, 1951.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ШТАТА МИНАС-ЖЕРАИС В БРАЗИЛИИ

А. ЛИЦИНИО, Л. М. БАРБОСА, Дж. Г. ГРОССИ САД
(Бразилия)

Метаморфизованные осадочные железистые формации окисных фаций часто встречаются в докембрийских отложениях штата Минас-Жераис в Бразилии. В геологическом отношении район изучен недостаточно детально для того, чтобы осветить взаимоотношения всех формаций.

В районе Квадрилатеро Ферриферо, где находятся наиболее важные железорудные месторождения, железистые формации приурочены к различным стратиграфическим горизонтам, однако они не образуют выдержанных пластов и не содержат богатых железных руд, за исключением свиты Итабира серии Минас. В формировании этих руд особую роль сыграли условия седиментации серии Минас. Тип руды, а также особенности среды седиментации имеют тот же характер, что и в других докембрийских регионах мира, хотя отложения серии Минас выделяются среди самых молодых железосодержащих пород докембрия. Возраст их, по данным радиохронологических исследований, превышает 1 млрд. лет.

СЕДИМЕНТАЦИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ В ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕРИИ МИНАС

Очень высокое содержание железа обнаружено в хемогенных и обломочных отложениях не только серии Минас, но и в более древних, а также более молодых осадках Квадрилатеро Ферриферо. Большая часть железа переотложена, и если в периоды тектонической активности процессы механической и химической седиментации приводили к рассеиванию железа, то химическое осаждение в спокойных условиях способствовало формированию основной части железистой формации, представленной свитой Итабира серии Минас. Она протягивается на многие километры и является единственной, содержащей линзы метасоматических чистых гематитовых руд.

Бассейн седиментации имел продолговатую форму — длиной с севера на юг около 500 *км* и шириной с запада на восток около 160 *км*.

Во время осадкообразования эта территория была подвижной зоной, подчиняющейся тектоническому контролю, ее эволюция соответствовала эволюции геосинклиналей в фанерозое, что привело к сжатию и образованию складчатого пояса.

В данном случае полная аналогия с типичными геосинклиналями не выдерживается. Главные отличия состоят в следующем: а) значительно меньшая мощность толщи осадочных пород, чем в каледонской, герцинской и альпийской геосинклиналях; б) породы полностью метаморфизованы; их неметаморфизованные аналоги не всегда известны, что противоречит правилу, установленному для молодых миогеосинклиналей; в) железистая формация имеет характерный литологический состав, который не является точным повторением состава отложений молодых геосинклиналей; г) все осадочные образования выдержаны на глубину, что не соответствует характеру фанерозоя, причем каких-либо коренных фациальных замещений не отмечалось.

В серии Минас выделяются три свиты: нижняя, обломочная (свита Карака), средняя, преимущественно хемогенная (свита Итабира), и верхняя, преимущественно обломочная (свита Пираксикаба). В последней выделяются подсвиты Керкадино-Фехо-ду-Фюнил, Табоеос-Баррейро и формация Сабара.

Серия Минас, несмотря на пестрый литологический состав, отражает определенный период геологического развития докембрия. Ее отложению предшествовали деформация, метаморфизм и субаэральная эрозия более древних формаций. Трансгрессия на территорию подвижной зоны шла с востока. Выступающая из воды на западе горная страна поставляла большое количество обломочного материала (за исключением формации Сабара). Трансгрессивно залегающие отложения песков свиты Карака были перекрыты глинистыми породами в условиях спокойного режима. Свита Итабира формировалась при спокойном тектоническом режиме, когда обломочный материал почти не поступал; эти и некоторые другие факторы привели к образованию очень своеобразной полосчатой железистой формации. С изменением этих факторов опять начинали отлагаться нормальные доломиты.

Отложения подсвиты Керкадино-Фехо-ду-Фюнил свидетельствуют о возвращении к обломочной седиментации, при которой установилось полное

равновесие между скоростью погружения дна бассейна и скоростью воздымания области питания на западе. Это железосодержащие мелководные осадки флишоидного типа. Некоторые их прослои богаты железом, причем обломочные минералы железа поступали в результате размыва обнажающихся участков подстилающей железистой формации. Подсвита Табоеос-Баррейро отражает перерыв в осадконакоплении, при котором быстрое погружение бассейна сопровождалось скудным поступлением обломочного материала. Формация Сабара типична для флишевых отложений. Этот седиментационный цикл завершился отложением моласс серии Итаколуми, после чего произошла деформация, которая привела к образованию структур, аналогичных большинству альпийских.

Отложения свиты Итабира

Во время образования свиты Итабира в бассейн седиментации из области питания могли поступать только продукты химического выветривания, которые мигрировали в виде растворов либо коллоидов. В это время господствовал спокойный тектонический режим, климатические условия также были неизменными. Бассейн седиментации на территории Квадрилатеро был не очень глубоким; в его насыщенных кислородом водах преобладала окислительная среда. Незначительные колебания pH во время отложения осадков привели к образованию двух типов формаций: Каус с типичными породами итабиритами, и Гандарела с характерными доломитами. Типичные итабириты — это полосчатые породы, образованные чередующимися прослоями кварца и окислов железа, которые представлены обычно железной слюдкой, реже — мартитом или магнетитом. Мы предполагаем, что до метаморфизма эти породы были подобны гематитовым джеспилитам района Морро-ду-Урукум в Мату-Гросу, т. е. хемогенным продуктам. Наличие в некоторых местах листовых силикатов и амфиболитов может указывать на примесь глинистого материала. Формация Каус залегает согласно на филлитах Батажала, а резкий контакт является, вероятно, одновременно и стратиграфической поверхностью раздела. Очевидно, залегание итабиритов отражает годичные седиментационные циклы.

Вопросы миграции и отложения железа являются дискуссионными. Железо переносилось метеорными водами, которые извлекли его из континентальных вод.

Термодинамические вычисления свидетельствуют о переносе $Fe(OH)_3$ в молекулярных растворах (Брусиловский, 1963). Некоторые авторы ищут связь между вулканической деятельностью и отложением железистых осадков. Это можно было бы установить, если бы указанные осадки находились в одном и том же стратиграфическом горизонте с типичными вулканическими породами, подобными лептитовой серии Швеции, формации Судан или итабиритам свиты Нова-Олинда в штате Минас-Жераис. В итабиритах Каус эта связь не наблюдается. Образованию железа в результате вулканической деятельности противоречит количество углекислого газа, извергавшегося в атмосферу докембрийскими вулканами. В то время, когда биосфера была населена наиболее примитивными морскими организмами, газ не поглощался в значительных масштабах. Увеличение концентрации CO_2 в атмосфере привело к увеличению его количества в морской воде. В этих условиях карбонат кальция оставался в растворе, окись железа при достаточной его концентрации могла выпадать. Если величина pH была меньше нормальной, углекислота вступала бы в реакцию с железом, образуя сидерит, который не встречается в породах свиты Итабира. Ассоциация итабиритов с доломитами свидетельствует о том, что величина pH составляла 7—8.

Главным компонентом формации Гандарела является доломитовый мрамор, с которым ассоциируют доломитовые итабириты с филлитами и хлоритовыми сланцами. Переход между формациями Каус и Гандарела постепенный. Во время формирования свиты Итабира, вначале седиментации,

преимущественно выпадал железистый материал, а в конце — доломитовый, причем образование одного типа пород не исключало образование другого. Эти две формации являются в значительной степени синхронными литофациями. Мощность свиты Итабира иногда превышает 1000 *м*, но обычно составляет 200 *м*.

Образование богатых руд

Докембрийские осадки района Квадрилатеро Ферриферо были интенсивно деформированы и метаморфизованы. На стадии затухания метаморфизма произошло перераспределение железа. Конечным продуктом этого процесса были породы, сложенные почти чистыми окислами железа.

Данные о метасоматическом образовании богатых железных руд приводили В. Дорр и Л. де Барбоса (1963). Общие доказательства, имеющиеся в их работе, подтвердились нашими новыми исследованиями пород шахты Каза-де-Педра. Большинство изолированных тел итабиритов характеризуются нечеткими границами, их длина несколько дециметров, и они полностью окружены гематитовыми рудами. Однако трудно установить, была ли замещенная порода так называемым кремнистым итабиритом (без карбонатов) или доломитовым итабиритом. Наблюдения в шахте Каза-де-Педра подтверждают вывод Гилда (1957) о том, что первичной породой был доломит. Богатые железные руды находятся в контакте с доломитовыми итабиритами и железистыми доломитами, которые участками обогащены железом и имеют структуру, подобную структурам богатых железных руд.

Геохимические данные

Коэффициент окисления железистых образований окисных фаций является главным образом функцией отношения гематита к магнетиту, хотя магнетит на различных стадиях окислительного процесса часто замещает гематит.

Доминирующим рудным минералом железистых формаций Квадрилатеро Ферриферо является железная слюдка. Во многих местах в богатых железных рудах отмечается магнетит, который иногда образует крупные кристаллы. Кроме того, он наблюдается в более бедных железом итабиритах, хотя его и нельзя обнаружить макроскопически. В большинстве обнажений железистые образования характеризуются магнитностью, улавливаемою компасом. В результате исследований, проведенных А. П. Барбуа (1970), выявлено значительное содержание FeO как в бедных, так и в богатых рудах свиты Итабира.

Используя данные Барбуа, мы обнаружили, что отношение магнетит — гематит в бедных железом итабиритах равно 20%, а отношение Fe_2O_3 к FeO равно 15,8%, что наблюдается на глубинах примерно 200 *м*. С уменьшением глубины коэффициент окисления заметно увеличивается.

Богатые железные руды окислены более интенсивно, чем итабириты. Исследования показали, что только у 6% гематитовой руды коэффициент окисления ниже 35 по сравнению с 18% у итабиритов. Вероятно, руды свиты Итабира образовались из некарбонатных осадков. В месторождении Каза-де-Педра богатые железные руды образовались, очевидно, в результате замещения доломитового итабирита, и они значительно богаче магнетитом.

Рассеянные компоненты в железных рудах и вмещающих породах

Метаморфические и метасоматические породы Квадрилатеро Ферриферо, а также продукты их выветривания изучались геохимически (табл. 1, 2). Пределы чувствительности составляли (в частях на миллион — р. р. m.): для Ni, Sc, Sr, Zr, Cr — 5; Pb, V — 10; Ti, Mn — 100; Co — 2, Ba, Cu — 1.

В а н а д и й. Средние результаты анализов для гематитов и доломитовых итабиритов, а также итабиритов и железистых доломитов сходны. В гематитовых рудах («кварц-гематитовых рудах») Центральной Швеции в 12 образцах среднее содержание ванадия составляет 49 р. р. m.

Таблица 1

Среднее содержание рассеянных элементов в железных рудах и вмещающих породах (в р.р. m.)

Элемент	Гематиты	Итабириты	Доломитовые итабириты	Железистые доломиты	Метапелиты	Марганцево-железистые образования	Глины	Латериты
V	44,5	35,0	41,6	30,0	107,0	74,0	123,0	130,0
Cu	19,0	22,0	7,0	31,5	69,0	24,0	47,0	62,5
Ni	22,0	20,5	38,5	12,5	67,0	69,0	39,0	34,5
Cr	35,0	28,5	21,0	24,5	106,0	51,0	163,0	123,0
Ba	91,0	179,0	27,5	—	58,0	181,0	—	—
Co	18,0	69,0	—	—	58,0	—	—	—
Zr	31,0	17,3	—	37,5	236,0	101,5	278,5	335,0
Ti	637,0	216,6	150,0	—	18850,0	—	—	—
Mn	1180,0	1784,0	1600,0	—	2525,0	—	—	—
Sc	—	—	—	—	40,0	—	—	—
Sr	—	—	—	—	25,5	—	—	—

Наши результаты также близки к цифрам, характерным для ультраосновных пород (40 р. р. m.), по Виноградову (1962), и карбонатов (20 р. р. m.), по К. И. Турекьяну и К. Х. Ведеполю (1961). Содержание ванадия в (107 р. р. m.) близко к содержанию его в стратифицированных глинистых породах (130 р. р. m., по Виноградову).

Продукты разрушения (остаточный материал на железных рудах и вмещающих породах) включают ванадий таким образом, что наибольшая концентрация этого металла приурочена к марганцево-лимонитовой массе (среднее содержание 74 р. р. m.) и латеритам (среднее содержание 130 р. р. m.).

Таблица 2

Среднее содержание рассеянных элементов в породах различных типов (в р. р. m.)

Элемент	Ультраосновные породы (Виноградов, 1962)	Темноцветные породы (Виноградов, 1961)	Карбонаты (Турекьян и Ведеполь, 1961)	Стратифицированные глинистые породы (Виноградов, 1962)
V	40	200	20	130
Cu	20	100	4	57
Ni	2000	160	20	95
Cr	2000	200	11	100
Ba	1	300	10	580
CO	200	45	0,1	20
Zr	30	100	19	200
Ti	300	9000	400	4500
Mn	1500	2000	1100	850
Sc	5	24	1	10
Sr	10	440	610	450

Весь ванадий содержится в кристаллической решетке гематита и магнетита. Постоянное более низкое содержание ванадия в итабиритах по сравнению с богатыми гематитами является следствием того, что итабириты состоят из окислов железа и кварца, которые практически его не содержат. Вероятно, ванадий в железных рудах концентрировался во время метасоматического метаморфизма.

Остаточное обогащение итабиритов при выветривании связано, по существу, с процессом выщелачивания кварца. Выщелачивание лишь в ничтожной степени затрагивает окислы железа. Таким образом, он значительно не изменяет концентрацию железа, хотя и уменьшение содержания кремнезема в абсолютных величинах сопровождается увеличением концентрации железа.

М е д ь. Содержание меди в гематитах и итабиритах абсолютно одинаковое — промежуточное между содержанием в доломитовых итабиритах и железистых доломитах.

У нас нет данных для сравнения с железными рудами других регионов. Содержание меди в гематитах и итабиритах аналогично содержанию ее в ультраосновных породах (20 р. р. m., по Виноградову). Среднее содержание меди в доломитах — 12,5, в метаполитах — 69, в стратифицированных глинистых породах — 157 р. р. m. (Виноградов, 1961).

Продукты разрушения, непосредственно связанные с железистыми доломитами с различным составом пелитового материала, в процессе выветривания не обогащались. Исследования показали, что происходило выщелачивание элемента и его концентрация в латеритах и глинах.

Никель и кобальт. В гематитах количество этих элементов соответственно равно 22 и 18 р. р. m. с отношением Co : Ni, приближающимся к 1 (0,8). В 12 образцах кварц-гематитовых руд Центральной Швеции вычисленные нами содержания для Ni и Co соответственно равны 30 и 20 р. р. m. (согласно данным С. Ландегрина) с отношением Co : Ni, также близким к 1 (0,7). В итабиритах среднее содержание никеля равно 20,5, а кобальта — 60 р. р. m. (по двум весьма приблизительным определениям).

Содержание никеля в гематитах и итабиритах примерно такое же, как и в доломитовых итабиритах и железистых доломитах, и его можно сравнивать со средними величинами для известняков (20 р. р. m., по Турекьяну и Ведеполю).

В метапелитах отношение Co : Ni равно 0,8, а в стратифицированных глинистых породах (по данным А. П. Виноградова) — 0,2. В любом случае графическое изображение распределения Co и Ni ближе всего к распределению его для стратифицированных глинистых пород.

В марганцево-железистых породах среднее содержание никеля близко к содержанию его в первичных породах, так же, как в глинах и латеритах.

Хром. Содержание этого элемента в гематитах, итабиритах, доломитовых итабиритах и железистых доломитах близко к величинам, приведенным Ландегрином для «кварц-гематитовых руд» Центральной Швеции. По-видимому, концентрация этого элемента уменьшается во время метасоматоза.

Для метапелитов среднее содержание хрома аналогично величине его, вычисленной для стратифицированных глинистых пород.

В марганцево-железистом веществе среднее содержание хрома выше, чем в первичной породе, в то время как глины и латериты содержат одинаковое количество хрома.

По нашим наблюдениям, в продуктах выветривания среднее содержание хрома выше, чем в первичных породах, при условии, что рыхлые гематиты и высокожелезистые итабириты образовались в результате выветривания (эта идея не находит поддержки).

Барий. Распределение этого элемента в железных рудах и вмещающих породах очень неравномерно, и его нельзя сравнить со средними значениями для эталонных разновидностей пород. Благодаря низкому ионному потенциалу и большому размеру ионов барий концентрируется в глинах в результате адсорбции. Это положение не подтверждается нашими исследованиями. Нет также никаких данных об отношении Ba к Mn.

Цирконий. Содержание этого элемента одинаково в гематитах, итабиритах и железистых доломитах. Средние содержания его в ультраосновных породах и карбонатах аналогичны.

В метапелитах содержание Zr можно сравнить со средним содержанием его в стратифицированных глинистых породах. Поведение этого элемента в продуктах разрушения согласуется с тем, что мы можем ожидать в процессе выветривания, а именно: осаждение Zr (при адсорбции) наблюдается в тех породах, где проходил гидролиз.

Титан. Обогащение этим элементом увеличивается от доломитовых итабиритов до гематитовых, что трудно объяснить. Однако его содержание нельзя сравнивать со средним содержанием в эталонных типах пород. В метапелитах среднее содержание титана исключительно высокое.

М а р г а н е ц. Среднее содержание марганца можно сравнивать со средними содержаниями его в железных рудах Швеции. В итабиритах и доломитовых итабиритах содержится одинаковое количество марганца, в гематитах — значительно меньше, как и в известняках. Метапелиты также в значительной степени обогащены марганцем.

С к а н д и й и с т р о н ц и й. Средние содержания этих элементов высчитаны только для метапелитов; их нельзя полностью сравнивать со средними значениями для эталонных типов пород.

ВЫВОДЫ

1. В богатых гематитом рудных телах распределение рассеянных элементов почти такое же, как и в более бедных железистых породах.
2. Исследованные породы претерпели изменения в процессе выветривания (обогащение итабиритов и образование рыхлого гематита).
3. В продуктах выветривания средние содержания элементов близки или несколько выше, чем в первичных образованиях.
4. Среднее содержание некоторых элементов в гематито-доломитовых итабиритах согласуется с данными для ультраосновных пород (в мировом масштабе) и известняков.
5. Метапелиты, ассоциирующие с железными рудами, действительно являются настоящими метаморфизованными стратифицированными глинистыми породами, которые в связи с полным отсутствием кварца относятся к группе осадков с незначительным содержанием связанного кремнезема.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУППЫ ХАМЕРСЛИ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ КАК ТИПИЧНЫЙ ПРИМЕР ДОКЕМБРИЙСКИХ ЛЕНТОЧНЫХ ЭВАПОРИТОВ

А. Ф. ТРЕНДАЛЛ

(Австралия)

Железистые формации докембрия группы Хамерсли Западной Австралии обнажаются на площади около 85 000 *км*^{2}, ограничиваясь 21° и 23° ю. ш. и 116° и 122° в. д. Первые геологические сведения о них приведены у А. Мэйтленда (1909), Х. Тэлбота (1920) и К. Майлса (1942). В. Маклеод и др. (1963) описали результаты геологического картирования, а позднее Маклеод (1966) представил исчерпывающий отчет по геологии района.

В 1964—1967 гг. Геологическое управление провело изучение крокидолитовых месторождений, ассоциирующих с железными формациями группы Хамерсли; особое внимание уделялось определению условий образования железистых формаций. Полные результаты этих исследований были собраны А. Ф. Трендаллом и Дж. Блокли (1969).

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУППЫ ХАМЕРСЛИ

Группа Хамерсли составляет часть супергруппы Маунт Брюс; ниже ее залегает группа Фортескью, а над ней с небольшим несогласием — группа Уилуу (рис. 1). Они отложились последовательно в бассейне Хамерсли, который имеет длину около 500 и ширину 250 *км* при запад-северо-западном простирании. Этот бассейн представлял собой устойчивую впадину на сглаженной эродированной поверхности архейских гранитов, метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Обнажения самых древних пород дна бассейна теперь окаймляют территорию, занимаемую породами супергруппы Маунт Брюс, а также встречаются внутри их в ядрах антиклиналей (рис. 1).

Максимальная мощность толщи Фортескью 4350 *м*. Эта толща представлена основными лавами, пирокластическими породами, песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность группы Хамерсли около 2500 *м*; для нее

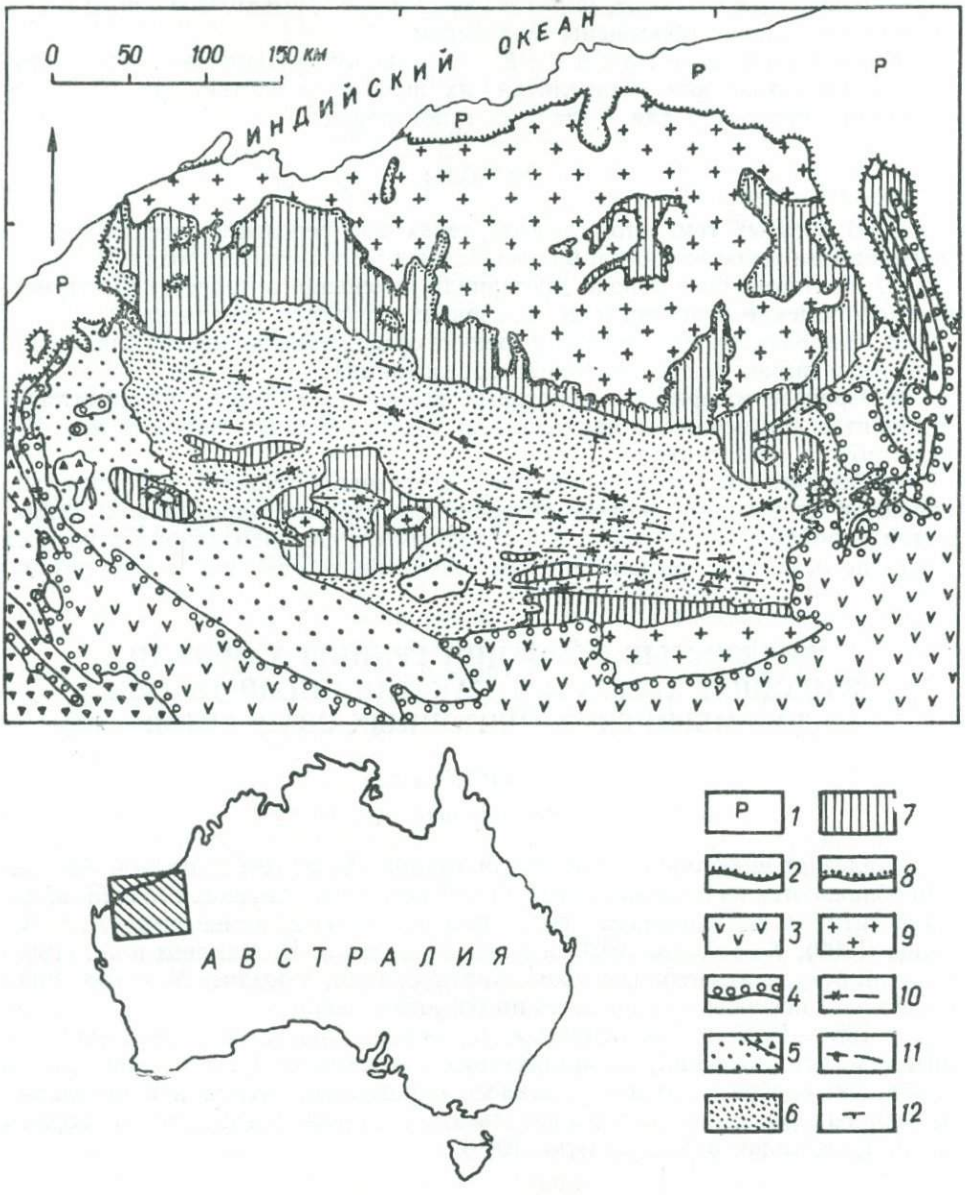


Рис. 1. Геологическая карта Западной Австралии:

1 — палеозойские породы; *2* — несогласие; *3* — группы Вангемалл, Бреснахан и др.; *4* — несогласие; 5 — интрузивные граниты (вверху), группа Уилуу (внизу); *6* — группа Хамерсли; *7* — группа Фортескью; *8* — несогласие; *9* — архейские породы. Направление осей главных складок: *10* — синклиналей; *11* — антиклиналей, *12* — простирание и падение пород.

характерно наличие железистой формации. Группа Уилуу состоит из кластических осадков, местами содержащих прослои доломитов; ее максимальная мощность 9500 *м*.

В разрезе пород группы Хамерсли, начиная от верхней части разреза группы Фортескью вплоть до пород, составляющих основание вулканического комплекса Вунгарра, выделено большое количество осадочных пород — переслаивающихся глинистых сланцев, доломитов и пород железистой

формации с прослоями глинистых сланцев и без них. Стратиграфический разрез их следующий (мощность, *м*):

8. Формация Уилли Уолли	185
7. Пачка сланцев Яндикуджина железистой формации Брокман	60
6. Пачка Джоффр железистой формации Брокман	375
5. Пачка сланцев Вейлбэк железистой формации Брокман	60
4. Пачка Дойлз Джордж железистой формации Брокман, а также кровля сланцев Мак-Рое	185
3. Доломиты Виттенум, формация Сильвия, а также нижняя часть сланцев Мак-Рое	265
2. Железистая формация Марра Мамба	185
1. Формация (сланцевая) Джэрина группы Фортескью	150—300

Названные стратиграфические подразделения указаны на рис. 2.

Каждая из перечисленных выше железистых формаций (2, 4, 6, 8) характеризуется литологическим своеобразием.

Абсолютный возраст кислых лав комплекса Вунгарра, определенный рубидий-стронциевым методом, 2100 млн. лет (Легго и др., 1965); тех же пород, но измененных более поздними процессами,— 2000 млн. лет (Компстон и Арренс, 1968). Возраст 2200 млн. лет определен для группы Фор-

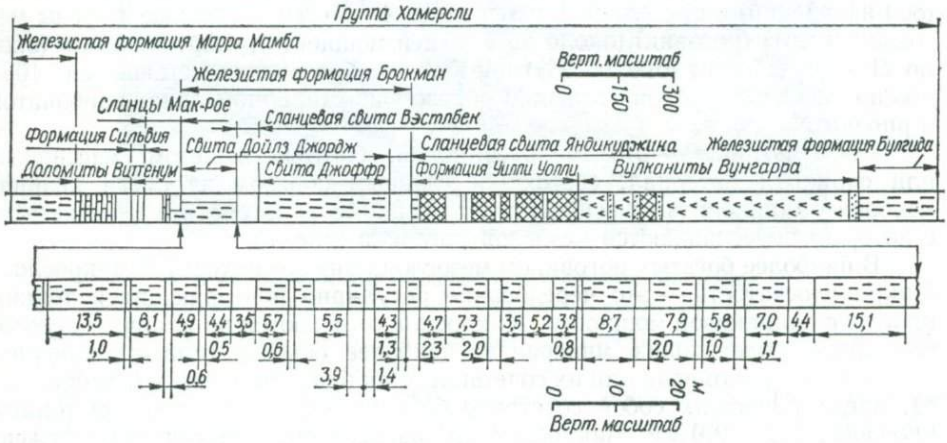


Рис. 2. Стратиграфическая схема Австралии.

тескью на неудовлетворительном материале. Минимальный возраст интрузивных гранитов группы Уилуу — 1700 млн. лет.

В северной части района хребта Хамерсли породы группы Фортескью залегают непосредственно на архейских гранитах и полого падают на юг. Эти породы совершенно не дислоцированы. Отложения группы Хамерсли образуют их кровлю, которая также слабо погружается под углом менее 10°. Здесь наблюдается широкий открытый синклинорий. К югу от хребта Хамерсли значительно увеличивается интенсивность складчатости. В центральной части рассматриваемой территории породы обычно падают под углом 30 — 40°. В породах архейской группы Уилуу можно наблюдать достаточно интенсивную складчатость.

В южной части района в породах группы Хамерсли развиты более мелкие и сжатые складки; местами пласты здесь опрокинуты.

Породы группы Хамерсли нигде не метаморфизованы. Трендалл (1966) доказывает, что температура образования пород железистой формации Брокман не превышала 160° С. В то же время П. Груб (1967) удалось синтезировать один из типичных метаморфических минералов — волокнистый рибекит при температуре 35° С. Анализы изотопов кислорода (по устному сообщению Р. Бэкера и Р. Н. Клейтона) также позволяют предположить, что железистые формации группы Хамерсли никогда не подвергались воздействию температур более высоких, чем те, которые соответствуют нормальному геотермическому градиенту.

Все железистые формации группы Хамерсли полосчаты, за исключением формации Булгида. Полосчатость детально изучалась в пачке Дойлз Джордж железистой формации Брокман. В этой пачке наблюдаются три различных типа полосчатости: макро-, мезо- и микрополосчатость.

Термин «макрополосчатость» применяется нами для обозначения перемежаемости крупных пластов различного литологического состава — полосчатой железистой формации, различных сланцев и роговиковых сидеритов железистой формации.

17 макрослоев полосчатой железистой формации, пронумерованные снизу вверх от BIFO до BIF-16, мощностью 2,29 — 15,05 *м*, чередуются с 16 прослоями смешанного петрографического состава; мощность последних 0,62—5,47 *м*.

Термин «мезополосчатость» применяется для обозначения полосчатости железистых пород.

Внутри макрослоев железистой формации пачки Дойлз Джордж наблюдается чередование прослоев различного состава средней мощностью 7,9 *мм* (860 измерений) с предельным изменением 1—66 *мм*. Основные породы мезослоя: «черт» (роговик) (около 56% общей мощности), «черт-мэтрикс» (около 21%) и магнетит (около 13%). Мезослои, образующие оставшиеся 10% мощности пачки, состоят главным образом из стильпномелана, карбонатов и рибекита.

«Черт-мэтрикс» — это тонкозернистый, богатый железом, массивный или слоистый материал, состоящий главным образом из смеси кварца, карбонатов (анкерита или сидерита), стильпномелана, гематита и магнетита, с которым переслаиваются мезослои роговика (рис. 3).

В наиболее богатых роговиком мезослоях внутри находятся микрослои. Микрополосчатость — это чередование регулярно повторяющихся тонких прослоев одинаковой мощности. Микрослои отличаются по наличию некоторых железосодержащих минералов; наиболее обычны гематит, анкерит, сидерит, стильпномелан или их сочетание. Как правило, мощность микрослоев, представляющих собой сочетание бедного и богатого железом тонких прослоев, 0,2 — 2,0 *мм*. Микрослои при рассмотрении штуфов невооруженным глазом воспринимаются как чередующиеся светлые и темные прослои (см. рис. 3).

Из пяти основных стратиграфических подразделений железистой формации (2, 4, 6, 8 и железистая формация Булгида) только пачка Дойлз Джордж (4) имеет четкую макрополосчатость, хотя и в пачке Джоффр (6), и в формации Марра Мамба (2) есть темные прослои сланца, обогащенного стильпномеланом. В железистой формации Булгида полосчатость выражена неясно, в то время как формация Уилли Уолли (8) отличается от других наличием микрослоистых железистых пород большой мощности без развития мезослоев. Пачка Джоффр, пачка Дойлз Джордж и железистая формация Марра Мамба везде имеют мезо- и микрополосчатость и отличаются друг от друга лишь различным соотношением мезослоев.

Формации группы Хамерсли хорошо выдержаны на всей обнажающейся территории. Базальная железистая формация Марра Мамба также представлена довольно полно; выходы самой верхней железистой формации Булгида ограничены.

Наиболее точную информацию по региональному распространению

различных типов полосчатости можно получить по породам пачки Дойлз Джордж. 33 микрослоя этой пачки можно сопоставить и измерить в обнажениях.

В районе Виттенум Джордж коррелировались разрезы пачки Дойлз Джордж по данным буровых скважин. Мезослой был установлен при корреляции далеко удаленных буровых скважин (около 80 *км*).

Самое большое расстояние, на котором проведена корреляция микрослоев, составляет 296 *км*. Условно допускается, что микрослоистость, так же как мезослоистость, является непрерывной во всех обнажениях железистых

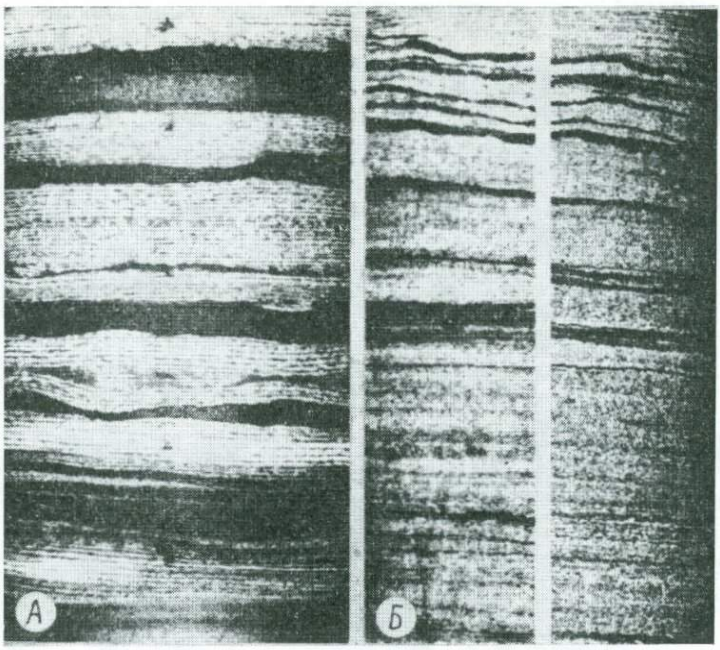


Рис. 3. Изменение мощности роговиковых мезослоев.

пород группы Хамерсли не только внутри пачки Дойлз Джордж, но и во всех других составных ее частях.

Некоторые мезослои роговика содержат несколько сотен микрослоев. Обнаружены три основные особенности микрополосчатости: одинаковая мощность слоев, постоянная их повторяемость, широкая площадная протяженность.

Является ли микрослоистость первичной или она возникает при диагенезе. А. Ф. Трендалл и Дж. Блокли (1968) доказали, что эти микрослои первичны.

При их образовании маловероятна механическая транспортировка материала; наиболее приемлем вывод о том, что материал осаждался химическим путем; при этом очевидно отсутствие нормальных кластических структур. Ритмичное переслаивание и одинаковая толщина тончайших прослоев предполагает колебания поверхности дна и регулярные изменения химических условий отложения, которые, вероятно, связаны с астрономическими ритмами — днями и годами, контролируемыми земным вращением.

Средняя мощность микрослоя в 300 мезослоях роговика пачки Дойлз Джордж равна 0,65 *мм* (Трендалл и Блокли, 1969). Если принять, что количество дней в году во время осадконакопления 365, тогда ежегодное накопление материала составит 237 *мм*. Но, вероятно, что скорость вращения Земли в докембрии была более высокой (Вэлс, 1963), так что эта величина является минимальной. Тем не менее такая скорость неприемлема, так как

при такой скорости образования осадков в любом бассейне весьма проблематичны растворение, привнос и осаждение такого огромного количества материала, если учесть, что седиментация продолжалась весьма длительное геологическое время.

Можно рассчитать, что на квадратном сантиметре территории бассейна ежегодно отлагалось 22,5 *мг* железа.

Если микрослои внутри мезослоя микрослоистого роговика образуют правильную «запись» прошедших лет, то что обусловило правильность плоскостей раздела слоев роговиковой массы и магнетита?

Мезослои, как правило, хорошо выдержаны по мощности в горизонтальном направлении. Некоторые горизонтальные пласты, состоящие из линз

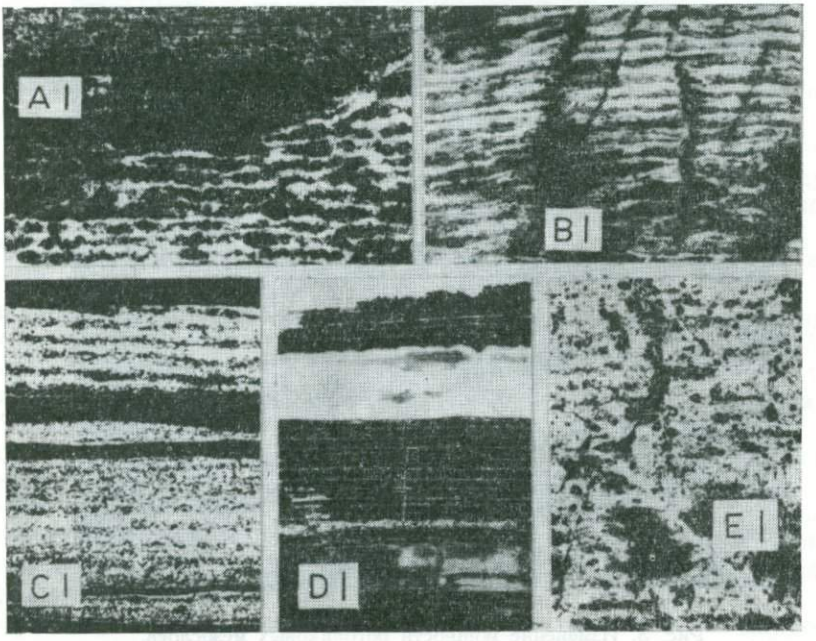


Рис. 4. Различные виды полосчатости.

роговика (часто соединяющихся, когда наблюдается их широкое региональное развитие), вероятно, представляют мезослои, которые лишь местами прерываются. Подобные линзы в целом не только микрослоистые, но и имеют нормальные роговиковые мезослои (рис. 4).

При рассмотрении текстур пород можно сделать вывод, что слои более уплотненного черт-мэтрикса соответствуют роговиковым слоям с меньшей плотностью. Содержание железа в них в общем эквивалентно, хотя отношение мощностей слоев в пачке Дойлз Джордж составляет 7 : 1. Таким образом, и роговик, и черт-мэтрикс являются продуктами уплотнения единого субстрата.

Сохранившиеся микрослои в типичном горизонтальном выдержанном мезослое роговика расшифровываются как соответствующие ежегодным периодам осадконакопления. Вероятно, расслоение осадков отражает их дифференциацию по плотности.

В пачках Дойлз Джордж, Джоффр и в формации Уилли Уолли наблюдается мелкомасштабная (с амплитудой около 10—20 *см*) цикличность мезослоев. В основном крупнозернистые микрослоистые роговики чередуются с тонкозернистыми микрослоистыми роговиками; обычны и слои черт-мэтрикса и магнетита.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ПОРОД БАССЕЙНА ХАМЕРСЛИ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

На механизм осаждения оказывали прямое сезонное влияние состав окружающих бассейн пород. Вероятно, ежегодное периодическое увеличение концентрации кремния и железа было выше их допустимых растворимостей при испарении.

Бассейн осадконакопления в период отложения группы Хамерсли, очевидно, был полностью замкнутым, но в северо-западной части имел связь с открытым океаном.

О первоначальной форме бассейна свидетельствует структура изопахит пачки Дойлз Джордж, унаследованная и другими стратиграфическими подразделениями толщи, отложившейся в бассейне. Границы бассейна установлены на основании экстраполяции изопахит и с учетом расположения стратиграфической границы вдоль восточного края отложившихся пород. Замкнутость бассейна позволяет предположить, что образование осадков началось с испарения концентрата. Связь северо-западной части бассейна с океаном объясняет частичное местное увеличение мощности пачки Дойлз Джордж.

Устойчивость ежегодной микрополосчатости, которая отражает, вероятно, осаждение тонких слоев желатиноподобных масс, свидетельствует о незначительности или отсутствии придонных волнений и штормов. Предположительно глубина бассейна не превышала 200 *м*.

В течение длительных периодов при отложении железистой формации группы Хамерсли в бассейн не поступали кластические обломки. Можно допустить, что окружающая бассейн территория не имела рек (была пустыней) или реки были настолько мелки, что не могли переносить значительные по размеру нерастворимые обломки.

Первая гипотеза предпочтительнее. Вторая гипотеза, хотя широко и применяется в палеогеографических интерпретациях, не согласуется с тем, что все современные реки всегда имеют дельты, построенные из перенесенных обломков пород. Существование пустыни предполагает циклические изменения климатических условий. На окружающей бассейн территории не было горных областей, откуда мог поступать кластический материал.

Образование бассейна Хамерсли началось с интенсивного вулканизма, в результате чего отложились породы группы Фортескью. Вулканический комплекс Вунгарра соответствует толще кислых туфов и лав мощностью около 450 *м*; он отделяет железистую формацию Булгида от остальных железистых формаций Хамерсли (см. рис. 2). Следовательно, существует тесная связь между вулканической активностью и седиментацией пород, в частности пород железистых формаций. В верхней части сланцев Мак-Рое, пачек Дойлз Джордж и Джоффр наблюдаются прослои стильпномелана мощностью 1 — 5 *см*, которые содержат реликты вулканических пород. Их наличие впервые отметил Г. Ла Берг (1966). Образование железистой формации Брокман также сопровождалось вулканическими извержениями вблизи бассейна.

Многочисленные данные свидетельствуют об органической жизни в бассейне. Х. Эдгилл (1964) считает некоторые линзы роговика окремнелыми водорослями (строматолитами). Многие сланцы группы Хамерсли являются сильно карбонатными; Г. Ла Берг (1967) обнаружил скелетные карбонатные структуры в роговиках пачки Дойлз Джордж. А. Ф. Трендалл и Дж. Блокли (1969) позднее нашли подобные же образования в роговиках железистой формации Марра Мамба. Водорослевые строматолиты встречаются в доломитах Кэрэвин (соответствующих доломитам Виттенум, см. рис. 2); строматолиты встречаются в группах Фортескью и Уилуу. А. Ф. Трендалл и Дж. Блокли (1969) предполагают, что во время образования железистой формации в бассейне было много водорослевой массы. Возможно, водорослевый слой контролировал концентрацию железа в водах, определяя одинаковое ежегодное

осаждение железа независимо от интенсивности его привноса; возможно, органической деятельностью обусловлен и различный состав микрослоев; водорослевая масса может защищать отложения от действия волн и препятствовать закономерному осаждению осадков в результате изменений погоды. По Трендаллу и Блокли (1969), средняя скорость опускания дна бассейна Хамерсли во время образования пород группы Фортескью и Хамерсли составляет 4 *м* за 6000—18 000 лет.

В конце формирования группы Хамерсли бассейн был заполнен (Дэлмуг, 1958). Группа Уилуу отложилась уже в обособленной краевой впадине, расположенной вдоль южной границы бассейна.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДРУГИМИ РАЙОНАМИ РАЗВИТИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ЭВАПОРИТОВ

Хорошо известны два примера ленточных эвапоритов, отложившихся в бассейнах, палеогеографию которых можно реконструировать также уверено, как и бассейна Хамерсли: это пермские породы бассейна Цехштейн и в штатах Техас и Нью-Мексико. Ленточные эвапориты найдены в девоне Канады, перми Англии (Стивэрт, 1963 а), миоцене Сицилии и плейстоцене Израиля (Бинтэр, 1968).

Слоистость пород в бассейне Цехштейн наблюдал Г. Рихтер-Бэрнбург (1963). Ангидритовый пласт мощностью около 2 *м* имел около 1200 слоев мощностью 0,5—3 *мм*. Ленточные текстуры здесь широко развиты и четко выражены на протяжении 320 *км* с востока на запад и 350 *км* с севера на юг, на общей площади около 100 000 *км*^{2}.

Общее описание пермского бассейна Западного Техаса и южной части Нью-Мексико привел Дж. Хилс (1968), который очертил границы отложения эвапоритов Кастил, занимающих площадь 17 500 *км*^{2}.

Полосчатость пород этих двух бассейнов, таким образом, характеризуется определенными мощностями, ритмичностью и широким площадным распространением, как и пород бассейна Хамерсли.

Нами показано, что железистые формации группы Хамерсли образованы в результате ежегодной аккумуляции богатого железом осадка, осаждение которого началось с испарения концентрированных водных растворов в частично замкнутом бассейне, однако первичный источник железа все же еще не ясен.

Классическую гипотезу поступления железа в железистые формации в результате выветривания железосодержащих пород предложил Дж. Грюнер (1922) и позднее Т. Сакамото (1950), Дж. Х. Джеймс (1951, 1954, 1966), Х. Лепп и С. Голдич (1964) и Г. Говетт (1966). Однако возможны и другие гипотезы.

Постоянная вулканическая деятельность, сопровождающая отложение железистых формаций, свидетельствует о том, что привнос железа в связи с вулканической деятельностью наблюдается и в современных условиях. Однако очевидно сходство железистых формаций и более поздних эвапоритов. Если принять, что солевые эвапоритовые формации образовались в баровых бассейнах, то вполне вероятно, что необходимая концентрация железа в водах при осаждении осадков группы Хамерсли могла возникать в результате слабой циркуляции океанской воды через баровый барьер, отделявший выпаривающийся концентрат от водной массы, содержащей меньшее количество железа.

Общеизвестно, что полосчатые железистые формации приурочены почти исключительно к докембрию (Джеймс, 1966 и др.), хотя существует и противоположное мнение (О'Рурке, 1961).

Солевые эвапориты этого типа должны быть бесспорно отнесены к фанерозою (Стюарт, 1963; Козари, Данлэп и Хэмфри, 1968). Возможно, что эти различные точки зрения можно было бы связать с помощью гипотезы поло-

счатых эвапоритов для докембрийских железистых формаций, и что, таким образом, в конце докембрия происходит переход от железистых эвапоритов к соленосным, что отражает общую геохимическую эволюцию Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Anderson R. Y. a. Kirkland D. W.— Bull. geol. Soc. An., 1966, **77.**

Bentor Y. K.— Geol. Society America So. Paper 88, 1968.

Blockley J. G.— Western Australia Geol. Survey, Annual Rept. for 1966, 1967.

Blockley J. G.— Western Australia Geol. Survey Annual Rept. for 1968, 1969.

Bryant A. C. a. Koch N. G.— Bull. Canadian Petroleum Geology, 1969, **17,** 4.

Compston W. a. Arriens P. A.— Canadian Journal of Earth Science, 1968, **5.**

Cullen D. J.— Journal of Sedimentary Petrology, 1963, **33.**

Dallmus K. F.— Tulsa Ann. Assoc. Petroleum Geologist, 1958.

Edell H. S.— Geol. Soc. Australia Journal, 1964, 11.

Edell H. S.— Geological Society of Australia, 1964, Australian Code of Stratigraphic Nomenclature: Geol. Soc. Australia Journal, **11.**

Govett G. J. S.— Geol. Soc. America Bull., 1966, **77.**

Grubb P. L. C.— Division of Applied Mineralogy, Annual Rept. 1966—67.

Gruner J. W.— Economic Geology, 1922, **17.**

Hills J. M.— Geol. Soc. America Sp., Paper 88, 1968.

Irving E. a. Green R.— Geophysical Journ., 1958, **1.**

James H. L.— Geol. Soc. America Bull., 1951, **62.**

James H. L.— Economic Geology, 1954, **49.**

James H. L.— Data of Geochemistry, 6th Edition. Chapter W., United States Geol. Survey Prof. Paper, 440-W, 1966.

Kozary M. T., Dunlap J. C. a. Humphrey W. E.— Geol. Soc. America Sp., Paper 88, 1968.

Kuenen P. H.— Marine geology, New York, Wiley, 1950.

La Berge G. L.— Economic Geology, 1966, **61.**

La Berge G. L.— Microfossils and Pre — Cambrian iron formations: Geol. Soc. America Bull., 1967, **78.**

Leggo P. J., Compston W. a. Trendall A. F.— Journ. Geol. Soc. Australia, 1965, **12,** I.

Lepp H. a. Goldich S. S.— Economic Geology, 1965, **59.**

MacLeod W. N. et al.— Western Australia Geol. Survey Bull., 1966.

MacLeod W. N. et al.— Western Australia Geol. Survey Annual Rept. for 1962, 1963.

Maitland A. G.— Western Australia Geol. Survey Bull., 1909, **15.**

Miles K. R.— Western Australia Geol. Survey Bull., 1942, **100.**

O' Rourke J. E.— Economic Geology, 1961, **56.**

Richter-Bernburg G.— In: Problems in Paleoclimatology. London — New York — Sydney, 1963.

Ryan G. R. a. Blockley J. G.— Western Australia Geol. Survey Record, **32,** 1965.

Sakamoto T.— American Journal of Science, 1950, **248.**

Stewart F. H.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1963 a, **34,** I, I.

Stewart F. H.— J. S. Geol. Survey Prof Paper, 440-Y, 1936 b.

Talbot H. W. B.— Western Austrlia Geol. Survey Bull., 1920, **83.**

Trendall A. F.— Econ. Geology, 1965 a, **60.**

Trendall A. F.— Survey Annual Rept. for 1964, 1965 b.

Trendall A. F.— Western Australia Geol. Survey Record, No. 1966/1, 1966 a.

Trendall A. F.— Western Australia Geol. Survey Annual Rept. for 1965, 1966 b.

Trendall A. F.— Econ. Geology, 1966 c., **61.**

Trendall A. F.— Geol. Soc. America, Bull., **79,** 1968.

Trendall A. F.— Western Australia Geol. Survey Annual Rept. for 1968, 1969.

Trendall A. F. a. Blockley J. G.— Western Australia Geol. Survey Annual Rept. for 1967, 1968.

Trendall A. F. a. Blockley J. G.— Western Australia Geol. Survey Bull., 119, 1969.

Tyler S. A. a. Twenhofel W. H.— American Journal of Science, 1952, **250.**

Udden J. A.— Bull. Geol. Soc. Ann., **35,** 1924.

Wells J. W.— Nature 1963, **197,** 4871.

А. С. Калугин: Есть указания Ла Береха на наличие в железистых кварцитах Австралии кластического материала в виде вулканического пепла. Что Вам известно об этом?

А. Ф. Трендалл: Описания Ла Береха достаточно точны, хотя при обсуждении его статьи в журнале Economic Geology я критиковал расплывчатость его стратиграфических описаний и выводов, которые были им сделаны на

основании наличия вулканического материала. Вулканический пепел, замещенный стильпномеланом, встречается в железистой формации Марра Мамба и пачке Дойлз Джордж, а также в подсвите Джоффр брокманской железистой формации. Отложения этого вулканокластического материала в бассейне никак не противоречат гипотезе происхождения железистой формации, изложенной в настоящем докладе. Вулканокластический материал образует четкие слои мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, состоящие почти исключительно из стильпномелана, а этот материал не встречается в самой полосчатой железистой формации.

Р. П. Петров: Какие наименования для пород железорудных формаций применяются геологами в Австралии? Каким термином оказывается предпочтение: «черт», джеспилит, итабирит, таконит, железистый кварцит?

А. Ф. Трендалл: Геологическая служба Западной Австралии использует следующие определения: 1) железистая формация для химических осадочных пород с высоким содержанием железа; она содержит высокий процент глинистых, шиферных сланцев, карбонатных пород и смешанных оолитовых пород; 2) полосчатая железистая формация — для химических осадочных пород, состоящая из чередующихся тонких слоев (мезополос) тонкозернистого кварца, окислов железа, карбонатов и силикатов в различных пропорциях. Обычно наблюдаются изменения в содержании железа при малом количестве железа в безрудных кварцевых («черт») мезополосах и высоком содержании железа в богатых магнетитом или гематитом рудных мезополосах; общее содержание железа в штуфных пробах вкрест полосчатости на ширину десятикратной мощности мезополос изменяется от 15 до 36%. Большинство железистых формаций относится к докембрию; 3) джеспилит — порода с чередующимися тонкими полосками яшмы (красный «черт») и окислов железа либо «черта» другого цвета. Согласно этим определениям, большинство джеспилитов — это особый тип породы железистой формации, а полосчатая железистая формация сама есть особый тип железистой формации. Вне рамок Геологической службы Западной Австралии термин джеспилит используется в более широком смысле как синоним железистой формации. Бразильский термин итабирит и североамериканский термин таконит не применяются в Австралии. Лично я рассматривал бы оба как особые типы полосчатой железистой формации, хотя в ряде случаев массивный зернистый таконит лишь слабо полосчатый. Полосчатая железистая формация, включая джеспилит, в Индии известна как полосчатый гематитовый кварцит, но многие говорящие по-английски геологи, включая австралийских, не используют этот термин, потому что кварцит обычно значит обогащенный кварцем песчаник, который либо полностью сцементирован, либо метаморфизован. Всем исследователям железистых осадков следовало бы включать в свои публикации точные определения терминов.

Р. Т. Брандт: Правильно ли распространение термина «железистая формация» на такие железосодержащие осадки, как оолитовые железняки Роупер Бар и Констанс Рейндж? Последние совершенно отличны по характеру и составу от полосчатых железистых «чертов» и джеспилитов, которые обычно принято относить к типичным породам полосчато-железистой формации.

А. Ф. Трендалл: Действительно, нужен общий термин, охватывающий все обогащенные железом осадочные породы. Термин «железистая формация» представляется наиболее приемлемым. Я был бы рад принять какую-либо подходящую альтернативу.

С. Рой: В случае складчатости вследствие различной компетентности роговика, гематита и магнетита в различных полосах должно наблюдаться выклинивание и течение материала. Не затрудняет ли это стратиграфическую корреляцию мезополос?

А. Ф. Трендалл: Подобные явления наблюдаются лишь на самом юге бассейна, где развита интенсивная складчатость. Развитие незначительных складок в северной части бассейна, которые были описаны в Бюллетене 119 Геологической службы Западной Австралии, не затрудняет корреляцию мезополос.

И. П. Новохатский: Есть ли какие-либо другие признаки эвапоритов?

А. Ф. Трендалл: Я не понимаю, о каких других признаках эвапоритов хочет услышать доктор Новохатский. Кроме полного отсутствия терригенного кластического материала, основными признаками сходства эвапоритов в обычном смысле этого слова и железистых формаций группы Хамерсли является три особенности микрополосчатости, на которые указывалось в докладе: регулярное повторение полос, незначительная их мощность и очень большая пространственная протяженность.

И. П. Новохатский: Какая примерно должна быть концентрация растворимых солей в воде эвапоритовых бассейнов?

А. Ф. Трендалл: Концентрация легкорастворимых солей в водах бассейна Хамерсли количественно не определена, но наличие в железистой формации диагенетического рибекита и стильпномелана не оставляет сомнений в том, что там был и натрий, и калий.

Е. К. Перри: Если сравнивать микрополосчатость, минеральный состав и возраст пород, то какое пространственное и временное соотношение, по Вашему мнению, существует между бассейнами Хамерсли, Южно-Африканским и, возможно, Бразильским. Исключает ли геометрическая конфигурация бассейна Хамерсли его прямую корреляцию с Трансваалем?

А. Ф. Трендалл: Возраст бассейна Хамерсли достаточно точно определен и составляет 2000 млн. лет; возраст пород бассейнов Трансвааля и Кейп Провинс может быть таким же, но еще не известен точный возраст вулканических прослоев; на симпозиуме говорилось о трудностях, связанных с определением возраста бразильских итабиритов. Хотя между всеми тремя названными бассейнами существует явное сходство, все же до получения соответствующих данных опасно относить их к образованиям одного возраста. Возможно, что заложение железистых формаций в каждом из них произошло в разное время. На дополнительный вопрос ответ положительный. Да, прямая корреляция невозможна.

Е. К. Перри: Допускаете ли Вы возможность того, что дифференциальное выветривание могло в равной степени повлиять на все породы (кору среднего химического состава) или же базальтовые породы могли выветриваться избирательно?

А. Ф. Трендалл: Дифференциальное выветривание, конечно, возможно, но трудно предположить оптимальную модель, по которой предусматривается выветривание достаточно больших масс базальта. Разумеется, железо не могло быть извлечено из базальтов подстилающей группы Фортескью, к которой относятся базальты нормального состава.

Н. А. Плаксенко: Не могли бы Вы сказать, как изменяется минеральный состав железистой формации в вертикальном разрезе бассейна? Интересно знать изменения рудных железистых минералов?

А. Ф. Трендалл: В докладе отмечалось, что пять основных стратиграфических подразделений железистой формации различаются по химическому, минералогическому составу и литологии. В кратком ответе невозможно описать детальные различия между ними по вертикали, и я могу только посоветовать Н. А. Плаксенко обратиться к Бюллетню Геологической службы Западной Австралии, где этот вопрос рассмотрен подробно. Что касается площадных изменений, то в пределах всей территории бассейна никаких сколько-нибудь значительных изменений не наблюдается; этот факт я хочу подчеркнуть, поскольку он противоречит опубликованным данным по другим железистым формациям.

Секция II

Определение абсолютного возраста железистых формаций в докембрийской стратиграфической последовательности. Аналогичные формации палеомезокайнозойских периодов

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н. П. СЕМЕНЕНКО
(СССР)

Железисто-кремнистые формации развиты в Украинском щите в синклинориях, представляющих различные структурные ярусы докембрия (рис. 1). Древнейшей является зона Конкско-Белозерского синклинория, где установлены породы возрастом до 3500 млн. лет. Метаморфические толщи, слагающие Конкско-Белозерский синклинорий, представляют собой образования самого нижнего структурного яруса земной коры — первого докембрийского мегацикла. Первому мегациклу докембрия синхронны граниты возрастом 3100—3400 млн. лет (рис. 2).

По сейсмическим данным, складчатые метаморфические толщи в Белозерской синклинали распространены до глубины 4,5 *км*, а на глубине 6—7 *км* предполагается граница Конрада.

Конкско-Белозерская складчатая зона пришла в стабильное состояние 2700—2800 млн. лет — во время внедрения мокромосковских гранитов, с которыми связана переработка западной части Конкской синклинали с образованием продуктов гранитизации и грейзенизации. Эта складчатая зона представляет собой стабильный блок древней земной коры, где сохранились от последующей гранитизации железисто-кремнистые формации в ступенях метаморфизма метаморфических сланцев и роговиков и только в краевых его частях, контактирующих с гранитами, метаморфизованными до гнейсовых ступеней метаморфизма.

В этих метаморфических толщах проявляются, однако, и более поздние процессы наложенного щелочного метасоматоза в виде эгиринизации и рибекитизации возрастом 2300 млн. лет. Железисто-кремнистые формации накапливаются здесь в двух циклах — в нижне- и верхнеконкской сериях (рис. 2, 3).

В нижнеконкской серии как в Юльевской зоне Конкской синклинали, так и в Западной зоне Белозерской синклинали полосчатые железисто-кремнистые породы чередуются и тонко переслаиваются с зелеными сланцами или с амфиболитами гнейсовых ступеней метаморфизма, представляя собой ритмические образования хемогенных железисто-кремнистых отложений и смешанных туфовулканогенных продуктов основного состава — метабазитов. Мощность этих толщ 300—500 *м*, а протяженность 10—15 *км*.

Собственно железисто-кремнистые породы в формации составляют 20—40%. Протяженность отдельных железисто-кремнистых пластов не превышает 0,5—2 *км*, а мощность — 10—20 *м*. Наблюдается также чередование

железисто-кремнистых пород с ультраосновными магнезиальными сланцами, представляющими ультраосновные туфы ультрабазитов.

В верхнеконкской серии железисто-кремнистые полосчатые породы, которые ритмически чередуются с железисто-алюмосиликатными сланцами, относятся к верхнему циклу. Среди этих сланцев наблюдаются кератофировые слои и кислые туфосланцы и туфопесчаники. Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация представляет верхнюю свиту верхне-

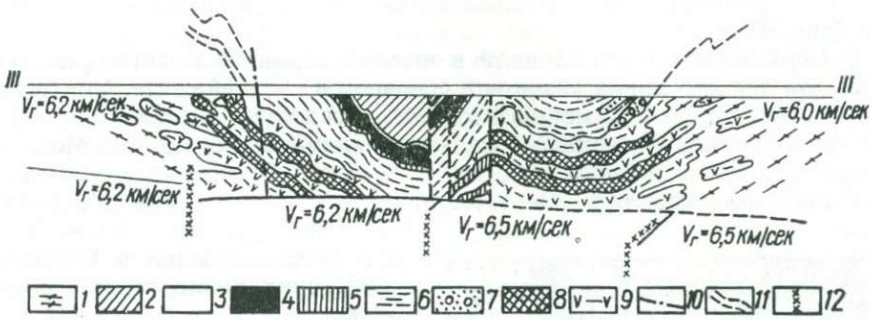


Рис. 2. Схематический сейсмологический разрез Белозерской синклинали:

1 — граниты и мигматиты; *2* — ультрабазитовая формация. *Верхняя железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая серия.* Железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевая формация: *3* — сланцево-железисто-кремнистая пачка с кератофировыми прослоями; *4* — железисто-кремнистая пачка; *5* — сланцево-железисто-кремнистая пачка; *6* — сланцево-туфопесчанистая кератофировая формация. *Нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия:* *7* — порфирито-сланцевая формация; *8* — железисто-кремнисто-метабазитовая формация: железисто-кремнистые и зеленосланцевые пачки; *9* — метабазитовая формация: зеленые сланцы, амфиболиты; *10* — тектонические нарушения; *11* — преломляющие границы; *12* — разломы, по сейсмическим данным.

конкской серии, которая сменяет подстилающую ее туфопесчано-сланцевую кератофировую свиту.

В Белозерской синклинали железисто-кремнистые отложения образуют выдержанную фациально по простиранию богатую железом пачку пластов мощностью 100—300 *м* на протяжении 30—90 *км*. Здесь в железисто-кремнистых пластах происходило вторичное метасоматическое обогащение желе-

Рис. 3. Схематический разрез Конкской синклинали:

1 — розовые граниты и мигматиты; *2* — серые граниты и мигматиты. Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация веселянско-кирпотинской свиты ($КБ_2$); *3* — сланцевые пачки; *4* — железисто-кремнистые пачки; *5* — кератофиро-сланцевая формация веселянско-кирпотинской подсвиты ($КБ_2^1$) Ультрабазитовая формация веселянской свиты ($КВ_1$); *6* — актинолититы и хлорито-актинолитовые сланцы; *7* — тальково-магнезиты; *8* — метабазитовая формация верхней зеленосланцевой свиты ($КН_3$); *9* — железисто-кремнисто-метабазитовая формация юльевской свиты ($КН_2$): *а* — сланцево-спилитовые пачки, *б* — железисто-кремнистые пачки; *10* — метабазитовая формация нижнеюльевской свиты ($КН_1$); *11* — тектонические нарушения. Участки: I — Кирпотинский; II — Промежуточный; III — Юльевский.

зом и образование богатых окисленных гематитовых рудных залежей с содержанием железа до 68%.

В Конкской синклинали верхняя железистая свита представлена железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевой формацией суммарной мощностью 100—200 *м*, прослеживающейся на 10—20 *км*. Однако степень железистости железисто-кремнистых отложений изменяется по простиранию на протяжении 1—3 *км* от 35 до 20 и 10%.

Вторая зона развития железисто-кремнистых отложений находится в Базавлукском синклинории, в котором есть крупные брахисинклинали — Верховцевская, Сурская и Чертомлыкско-Соленовская, сложенные метаморфическими толщами, содержащими свиты железисто-кремнистых формаций. Древнейший возраст минералов из этих отложений 2700 — 2800 млн. лет.

В метаморфических толщах установлено два основных цикла отложения железисто-кремнистых образований в нижней и верхней базавлукских сериях (рис. 4).

В Верховцевской синклинали в нижней серии железисто-кремнистые отложения первого цикла развиты в основном в средней свите. Они чередуются с туфосланцевыми метабазитовыми прослоями. Выделяются четыре железистых пачки, обогащенных железисто-кремнистыми слоями. Мощность отдельных пластов железисто-кремнистых пород не превышает 20—25 *м*, количество их составляет 20—40%. Мощность железисто-кремнисто-метабазитовой формации 300 — 500 *м*, она прослеживается в Верховцевской синклинали на протяжении 50 *км*.

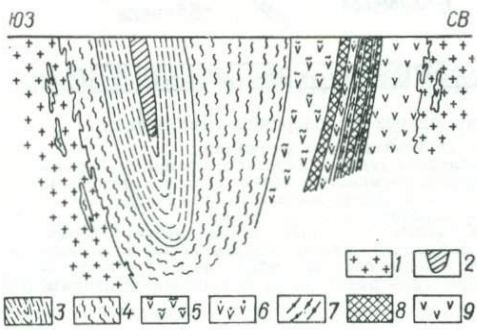


Рис. 4. Схематический разрез Верховцевской синклинали:

1 — граниты и мигматиты.
Верхняя базавлукская железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевая серия; *2* — железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация; *3* — сланцево-кератофировая формация; *4* — ультрабазитовая формация.
Нижняя базавлукская железисто-кремнисто-метабазитовая серия; *5* — верхняя метабазитовая формация с железисто-кремнистыми прослоями; *6* — *8* — железисто-кремнисто-метабазитовая формация; *6* — амфиболиты третьей разделяющей пачки; *7* — актинолиты и тальки второй и первой разделяющих пачек; *8* — первая, вторая, третья и четвертая пачки железисто-кремнистых слоев, переслаивающихся с зелеными сланцами и апоспилитами; *9* — нижняя метабазитовая формация.

Железисто-кремнистые прослои наблюдаются и в верхней метабазитовой свите нижнебазавлукской серии Верховцевской синклинали. Мощность прослоев не превышает 10—20 *см*, они составляют не более 10% состава свиты. Местами в Верховцевской синклинали наблюдается ритмическое переслаивание железисто-кремнистых прослоев с ультрабазитовыми сланцами (Кудашевский участок).

В Сурской синклинали железисто-кремнисто-метабазитовая формация также наблюдается в нижней метабазитовой серии. Метаморфизм ее изменяется преимущественно от филлитовой зеленосланцевой ступени до гнейсо-амфиболовой ступени и достигает гнейсо-пироксеновой ступени на Домотканском крыле Верховцевской синклинали.

Второй цикл железисто-кремнистых отложений наблюдается в верхней свите верхнебазавлукской серии, где песчано-туфосланцево-кератофировые отложения средней свиты сменяются кверху переслаиванием железисто-кремнистых отложений с туфосланцевыми филлитовыми прослоями. Железисто-кремнистые отложения связаны здесь парагенетически с продуктами кислого дацит-риолитового вулканизма. Мощность их достигает 50—140 *м*, они представлены магнетито-сидеритовыми, хлоритовыми и кварцевыми роговиками. Железисто-кремнистые слои по простиранию прослеживаются на 5 *км*, фациально выклиниваются, изменяется также и степень их железистости. Мощность всей железисто-кремнистой формации достигает 300 — 500 *м*, железисто-кремнистые слои в них составляют 30—50%.

В Сурской брахисинклинали мощность железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации составляет до 300—500 *м*. Она прослеживается на северном крыле брахисинклинали на протяжении до 30 *км*. В ней отдельные пачки линз железисто-кремнистых пород достигают 90—100 *м* мощности, однако, как правило, количество железа в них невысокое — 10—20, редко 30%.

В Чертомлыкско-Соленовской брахисинклинали железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация мощностью до 400 *м* наблюдается в Чертомлыкской чешуйчатой полосе. Мощность железисто-кремнистого пласта 100—150 *м*, он прослеживается на протяжении 6 *км*, содержание железа до 30—35%, представлен сидерито-магнетито-кварцевыми роговиками.

Третья зона развития железисто-кремнистых образований протяженностью более 100 *км* наблюдается в Орехово-Павлоградском синклинории. Возраст древнейших минералов в этой зоне 2300 млн. лет.

К востоку от нее развита меньшая по протяженности зона Корсакского синклинория. В этой зоне встречаются более древние минералы возрастом до 2800 млн. лет (район с. Стульнева). Еще далее на восток, в приазовской части щита, линзы железисто-кремнистых отложений обнаружены в Мангушской синклинали, вероятно, синхронной Орехово-Павлоградской зоне.

Железисто-кремнистые образования в Орехово-Павлоградском синклинории представлены двумя формациями — железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-сланцево-гнейсовой. В отличие от рассмотренных выше областей в этой зоне железисто-кремнистые отложения переработаны и замещаются мигматитами и гранитами. Складчатые структуры разобщены здесь на отдельные синклинальные полосы протяженностью 2—5 — 10 *км*. Породы здесь метаморфизованы до гнейсо-амфиболовой и гнейсо-пироксеновой ступеней; железисто-кремнистые породы представлены крупнозернистыми роговообманко-магнетитовыми кварцитами и гиперстено-магнетитовыми кварцитами. Только в отдельных синклиналях, например Гуляй-Польской, сохраняются железисто-кремнистые отложения, метаморфизованные до ступени метаморфических сланцев и железистых роговиков. Мощность линз железисто-кремнистых пород составляет от 10—20 до 100 *м*, протяженность их 2—5 *км*. Здесь труднее проследить фациальную устойчивость по простиранию кремнистых отложений, так как они нередко замещаются и обрываются гранитами. Эти складчатые зоны представляют обращенный синклинорий с сильно развитыми процессами гранитизации.

Этому же структурному ярусу докембрия отвечает, очевидно, метабазитовая саксаганская серия, в составе которой в Кременчугском районе обнаружены прослои железисто-кремнистых отложений.

Главной структурной зоной развития железисто-кремнистых отложений является Криворожско-Кременчугский синклинорий, прослеживающийся на протяжении 200 *км* в меридиональном направлении. Возраст формирования зоны определяется от 2000 до 1800 млн. лет, однако этот вопрос остается дискуссионным.

Отложение железисто-кремнисто-сланцевой формации начинается с извержения ультраосновных пород, представленных на всем двухсоткилометровом простирании тальковым горизонтом. Появление ультрабазитовых продуктов связано, очевидно, с разломом глубокого заложения. Следует отметить, что во всех других зонах структурных этажей также наблюдаются внедрения и излияния ультрабазитов. Например, в Верховцевской брахисинклинали вторая верхняя серия начинается ультрабазитами, которые потом сменяются продуктами кислого вулканизма и развитием в верхней части разреза железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации. Изредка кератофировые прослои встречаются и в верхней части талькового горизонта (Ингулецкая синклиналь, б. Тимашева).

В криворожской серии мощность ритмически чередующихся полосчатых железисто-кремнистых слоев и железисто-алюмосиликатных сланцев достигает иногда 1500 *м* (Саксаганская и Кременчугская мульды протяженностью до 50 *км* каждая). Железисто-кремнисто-сланцевая формация криворожской серии перекрывается несогласно ингулецкой серией, характеризующейся изменением условий осадконакопления и сложенной формацией флишоидного типа. Залегают они в виде сжатых изоклинальных чешуйчатых складок, кулисообразно чередующихся по простиранию протяженностью 10—50 *км*.

Центральная структура Криворожской синклинали (рис. 5) на западе переходит в Тарапаковскую антиклиналь, которая замыкается Ингулецкой (Лихмановской) синклиналью, срезанной с запада надвигом, прослеживающимся вдоль всего простирания.

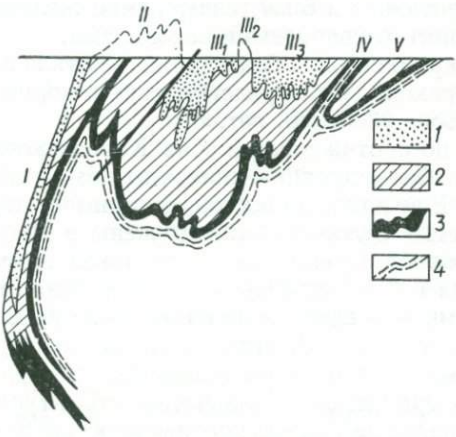


Рис. 5. Разрез Криворожской синклинали:

1 — ингулецкая серия; *2* — железисто-кремнисто-сланцевая формация криворожской серии; *3* — тальковый горизонт; *4* — песчано-сланцевая нижняя свита криворожской серии.

I — Ингулецкая синклиналь; II — Тарапаковская антиклиналь; $III_{1,2,3}$ — Криворожская синклиналь; III_1 — Западно-Криворожская мульда; III_2 — Советская антиклиналь; III_3 — Восточно-Криворожская мульда; IV — Саксаганская антиклиналь; V — Саксаганская синклиналь.

Восточное крыло Криворожской синклинали представлено Саксаганской полосой, осложненной изоклинальной Саксаганской синклиналью и антиклиналью.

Замок Криворожской синклинали окаймляет южный край Саксаганской мульды, а Терновская флексура граничит с северным краем мульды. В Саксаганской мульде наблюдается более восьми пачек пластов железисто-кремнистых образований, разделенных пачками сланцев. Они могут быть объединены в три подсвиты первую саксаганскую, состоящую из второго и первого сближенных пластов; вторую саксаганскую, состоящую из четвертого, пятого и шестого железистых горизонтов и пачек разделяющих их сланцев и малорудных кварцевых роговиков, и третью саксаганскую, состоящую из седьмого и восьмого пластов, разделенных малорудными кварцевыми роговиками с прослоями сланцев. Последняя развита в северной части Саксаганской полосы.

Суммарная мощность всех железисто-кремнистых пластов достигает 500—800 *м*, они составляют 50—75% разреза формации. Содержание железа в железисто-кремнистых пластах 30—45% . В первой и второй саксаганской подсвитах установлено вторичное метасоматическое обогащение железисто-

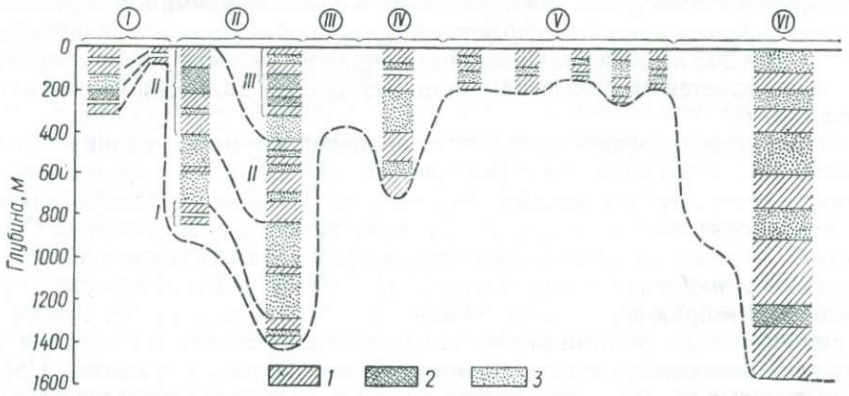


Рис. 6. Разрезы железисто-кремнисто-сланцевой формации вдоль Криворожско-Кременчугского синклинория:

1 — железисто-кремнистые слои; *2* — малорудные железисто-кремнисто-сланцевые слои; *3* — сланцевые слои.

Районы: I — Ингулецкий; II — Саксаганский; III — Анновский; IV — Желтореченский; V — Правобережный; VI — Кременчугский.

кремнистых пластов и образование в них богатых рудных залежей. Железистые пласты с поверхности окислены (мартитизированы) и на глубине переходят в магнетитовые роговики (рис. 6).

К югу от Саксаганской мульды в пределах Ингулецкой синклинали на протяжении 20 *км* мощность железисто-кремнисто-сланцевой формации рез-

ко сокращается. Суммарная мощность формации составляет 300—400, местами всего 50 *м*, железисто-кремнистые породы в ней составляют 50% и представлены первым и вторым, четвертым и пятым сближенными пластами, разделенными пачками сланцев.

На север от Саксаганской мульды по простиранию Анновской синклинали также наблюдается резкое сокращение мощности и постепенное фациальное выклинивание железисто-кремнистых отложений.

Далее на север в параллельной Желтореченской мульде мощность железисто-кремнистых отложений снова увеличивается до 700 *м*. Еще далее на север в Правобережном районе на протяжении 40 *км* мощность железисто-кремнисто-сланцевой формации достигает 100—300 *м*, количество пластов железисто-кремнистых пород в них изменяется и фациально замещается по простиранию сланцевыми слоями; последние составляют в разрезах 50—70% (см. рис. 6).

В этом районе вкрест простирания местами наблюдается резкое изменение ступеней метаморфизма пород — от филлитовой на востоке до гнейсо-пироксеновой на западе. Железисто-кремнистые породы представлены хлорито-магнетитовыми, куммингтонито-магнетитовыми роговиками и гиперстено-магнетитовыми кварцитами. Появление последних связано с внедрениями молодых красных гранитов. В Правобережном районе, как и в Ингулецком, широко развиты железнослюдковые кварцевые роговики.

На правом берегу Днепра, в северной части синклинория, находится Кременчугская синклиналь, в тектоническом отношении подобная Криворожской синклинали. В Кременчугской мульде мощность железисто-кремнисто-сланцевых формаций снова достигает 1500 *м*. Суммарная мощность всех железисто-кремнистых пластов в Галещинской синклинали 500 — 800 *м*, они составляют 50—70% разреза.

Отличительной особенностью отложений Кременчугской мульды является то, что здесь в сланцевых прослоях встречаются туфогенные сланцы, а внутри формации — кластогенные прослои. Кроме того, в железисто-кремнисто-сланцевой формации обнаружен горизонт колчеданов, прослеживающийся на расстоянии 20 *км*. Мощность линз колчедана достигает 90 *м*.

Полосчатые колчеданно-кремнистые тонкие прослойки были встречены в Тепловской полосе железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации Верховцевской синклинали, а также вне области распространения железисто-кремнистых формаций. Отложение колчеданов железа в железисто-кремнистой формации Кременчугского района свидетельствует о смене окислительно-восстановительного режима.

Наличие туфогенных сланцевых прослоев генетически сближает железисто-кремнисто-сланцевые и вулканогенные формации.

Железисто-кремнистые формации встречаются и в Ананьевской полосе магнитных аномалий в западной части щита на р. Южн. Буге и в Каневско-Трахтомировской полосе на северном склоне Украинского щита.

Циклы отложения железисто-кремнистых формаций повторялись неоднократно в структурных ярусах украинского докембрия начиная от 3500 и до 1800—1700 млн. лет, а также в палеозойских осадках Западной Сибири и Дальнего Востока (Кимкан), т. е. эти образования свойственны не только докембрию.

В железисто-кремнистых формациях докембрия Украинского щита марганцево-кремнистые породы не развиты, однако они встречаются в отложениях пятого докембрийского мегацикла возрастом 700—560 млн. лет в выступах докембрийского фундамента в Чивчинских горах (Карпаты). В них марганцевые минералы представлены родонитом, родохрозитом, залегают они среди туфовулканогенных образований — сланцев и порфироидов кислого состава.

Изучение условий залегания и парагенетических ассоциаций переслаивающихся пород приводит к выводу, что железисто-кремнистые осадки — это хемогенные отложения, генетически связанные с подводными

вулканическими областями геосинклиналей. Их образование происходило, очевидно, в периоды перерыва в вулканических извержениях, когда на больших площадях развивалась подводная гидротермальная сольфатарная и фумарольная деятельность и в придонном слое создавалась особая обстановка для отложения железисто-кремнистых осадков, выпадавших в виде коллоидов. В эти периоды, значительно более длительные, чем сами извержения, поступление туфов не подавляло хемогенные железисто-кремнистые осадки, и они не рассеивались в массе туфового материала, а отлагались, очевидно, в краевых периферических частях территорий, где проявлялась вулканическая деятельность.

Нами выделены такие типы железистых формаций: железисто-кремнисто-сланцевая; железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая или джеспи-

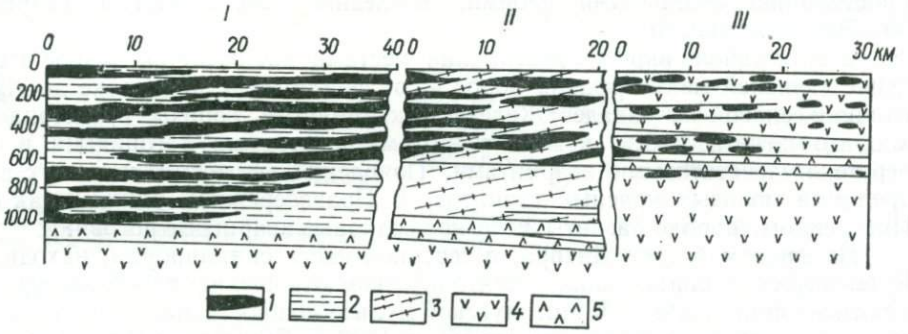


Рис. 7. Типы железисто-кремнистых формаций:

I — железисто-кремнисто-сланцевая формация, содержащая 50 — 75% железисто-кремнистых отложений; II — железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация, содержащая 30 — 50% железисто-кремнистых отложений, III — железисто-кремнисто-метабазитовая формация, содержащая 10 — 30% железисто-кремнистых отложений.
Слои: *1* — железисто-кремнистые; *2* — сланцевые; *3* — кератофировые; *4* — метабазитовые; *5* — ультрабазитовые.

лито-лептитовая; железисто-кремнисто-метабазитовая и железисто-кремнисто-ультрабазитовая (рис. 7).

Железисто-кремнисто-сланцевая формация отличается наибольшей степенью фациальной устойчивости разрезов. Железисто-кремнистые слои устойчиво прослеживаются на протяжении 10—20 *км* нередко с постоянной железистостью до 30—35 и редко 45%.

В разрезах формации они составляют до 50—75%. Мощность железисто-кремнистых пачек пород с незначительными сланцевыми прослоями достигает 100 — 300 *м*. Сланцевые прослои — это смешанные пелитовые терригенно-туфогенные и хемогенные железисто-силикатные отложения, переслаивающиеся с тонкими сантиметровыми прослоями хемогенных кремнистых отложений. Они представляют собой формации, образующиеся в условиях длительной устойчивой гидротермальной деятельности подводных вулканических областей с ограниченным поступлением пеплового материала и широким развитием хемогенных коллоидальных отложений.

К этому типу относится формация зоны Криворожско-Кременчугского синклинория и верхней свиты Белозерской синклинали, в северной части которых наблюдается переход к железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации.

Железисто-кремнисто-сланцево-кератофировая формация характеризуется парагенетическими ассоциациями туфокератофировых сланцевых и железисто-кремнистых отложений, образующихся в области подводного вулканизма кислых дацито-риолитовых лав. В области гнейсовых ступеней метаморфизма кислые вулканогенные продукты преобразуются в лептиты, поэтому они называются еще джеспилито-лептитовыми формациями (месторождение Грангесберг в Швеции). Эти формации отличаются меньшей фациальной устойчивостью железисто-кремнистых отложений, меньшим постоянством или большей изменчивостью степени железистости пластов.

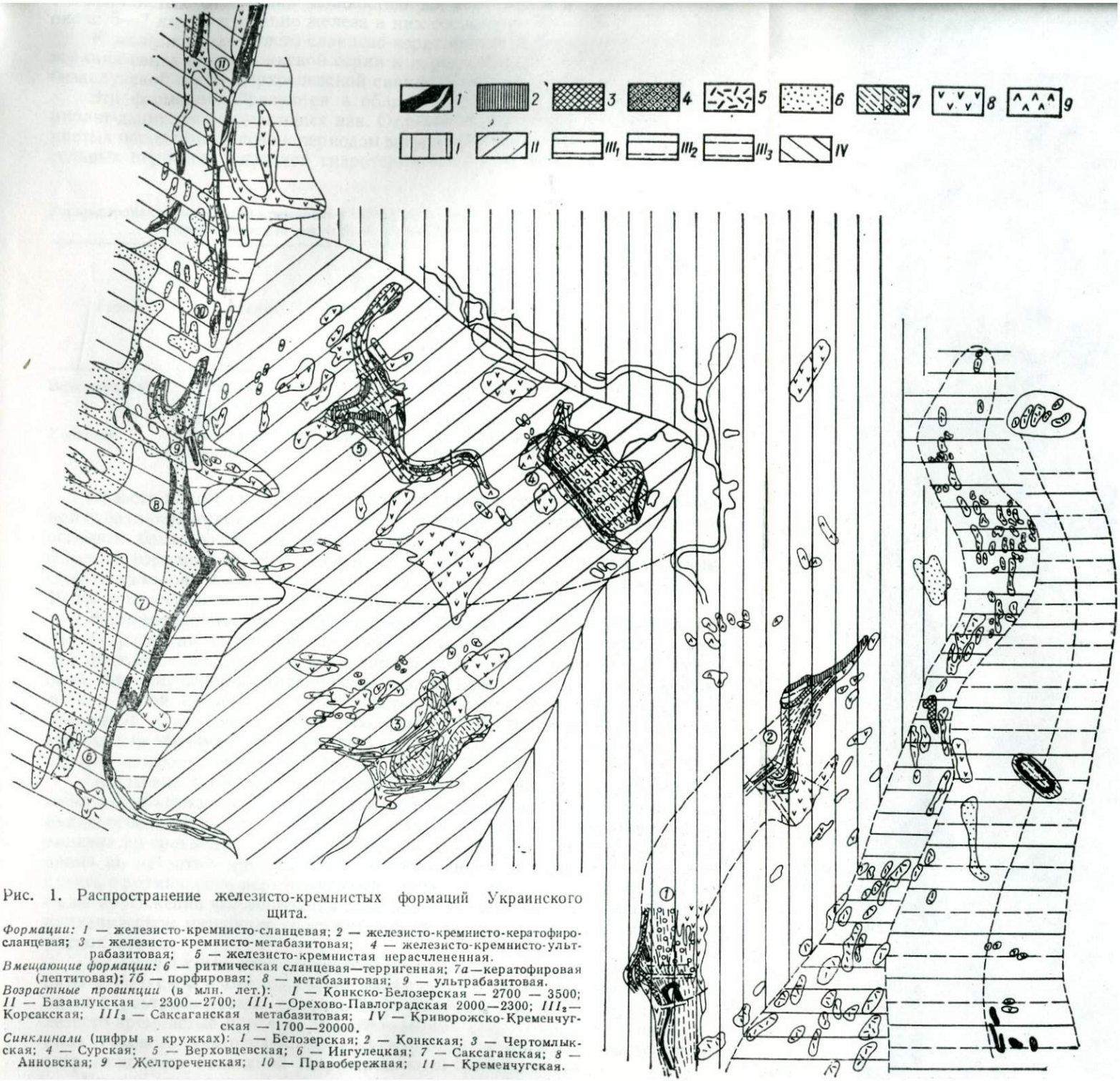


Рис. 1. Распространение железисто-кремнистых формаций Украинского щита.

Формации: 1 — железисто-кремнисто-сланцевая; *2* — железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевая; *3* — железисто-кремнисто-метабазитовая; *4* — железисто-кремнисто-ультрабазитовая; *5* — железисто-кремнистая нерасчлененная.

Вмещающие формации: 6 — ритмическая сланцевая—терригенная; *7а*—кератофировая (лептитовая); *7б* — порфировая; *8* — метабазитовая; *9* — ультрабазитовая.

Возрастные провинции (в млн. лет.): *I* — Конкско-Белозерская — 2700 — 3500; *II* — Базавлукская — 2300—2700; III_1—Орехово-Павлоградская 2000—2300; III_2—Корсакская; III_3 — Саксаганская метабазитовая; *IV* — Криворожско-Кременчугская — 1700—20000.

Синклинали (цифры в кружках): *1* — Белозерская; *2* — Конкская; *3* — Чертомлыкская; *4* — Сурская; *5* — Верховцевская; *6* — Ингулецкая; *7* — Саксаганская; *8* — Анновская; *9* — Желтореченская; *10* — Правобережная; *11* — Кременчугская.

Насыщенность разрезов железисто-кремнистыми отложениями невысокая и составляет 20—40%. Здесь, однако, наблюдаются отдельные линзы железисто-кремнистых отложений мощностью до 100—150 *м* и протяженностью около 5—7 *км*. Содержание железа в них составляет 30—35%.

К железисто-кремнисто-сланцево-кератофитовым формациям относится верхняя свита верхнеконкской серии и породы Тепловской полосы верхнебазавлукской серии Верховцевской синклинали и др. (табл. 1).

Эти формации образуются в области подводного вулканизма кислых риолит-дацитовых андезитовых лав. Отложение собственно железисто-кремнистых пород приурочено к периодам затухания вулканизма и развития длительных периодов подводной гидротермальной деятельности.

Таблица 1

Распространение железисто-кремнистых пород в железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации верхнебазавлукской и верхнеконской серий

Район	Участок	Мощность железистой формации, *м*	Мощность всех железисто-кремнистых пород, *м*	Содержание железистых пород, %	Количество пластов	Мощность пластов, *м*	Протяжение пород по простиранию, *км*
Верховцевский	Тепловский	770	230	33	4	30—50	2—11
	Западно-Грановский	300	14	5—30	3	2—6	2—5
Конкский	Кирпотинский	440—460	330	75—30	3	53—150	8
	Веселянский	200	100	50—20	2	45—55	10

Области кислого вулканизма отличаются более обильной гидротермальной субвулканической деятельностью по сравнению с областями вулканизма основных базальтовых лав, поэтому железисто-кремнисто-сланцево-кератофировые формации более насыщены железисто-кремнистыми отложениями. Однако здесь они имеют локальный характер, отлагаясь на протяжении 5—10 *км* в непосредственной близости от вулканических очагов.

Железисто-кремнисто-метабазитовые формации формируются в областях развития подводного вулканизма с образованием основных лав. Эти формации залегают в нижней метабазитовой серии Конкской, Белозерской, Верховцевской и Сурской синклиналей. Они характеризуются сравнительно малой фациальной устойчивостью прослоев железисто-кремнистых отложений и их относительно небольшой мощностью и протяженностью. Иногда они образуют мощные толщи (до 500 *м*), в которых железисто-кремнистые прослои составляют 10—30% (табл. 2).

Отсутствие скоплений железисто-кремнистых пластов большой протяженности объясняется, очевидно, меньшей интенсивностью гидротермальных вулканогенных процессов в областях развития основного базальтового вулканизма по сравнению с областями риолит-дацитового вулканизма. В то же время по развитию прослоев железисто-кремнистых отложений мы можем судить о ритмичности перерывов в вулканических процессах, наблюдающихся на протяжении формирования довольно мощных отрезков толщ. В туфо-вулканическом материале содержится большое количество железисто-кремнистых пород.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовые формации незначительно развиты в Конкской и Верховцевской синклиналях, на Кудашевском участке. Здесь в ультрабазитовых сланцах чередуются полосчатые малорудные железисто-кремнистые прослои. Эти образования свидетельствуют о проявлениях туфового ультрабазитового вулканизма, перерывы которого также сопровождались подводной гидротермальной деятельностью.

Чистые железисто-кремнистые породы состоят только из FeO, Fe_2O_3 и $SiO_2 + H_2O + CO_2$. Коэффициент железистости в них составляет до

95—100% при расчете химического анализа по формуле

$$F = \frac{(FeO + 2Fe_2O_3) \cdot 100}{Al_2O_3 + MgO + CaO + (FeO + 2Fe_2O_3)},$$

т. е. в хемогенных отложениях наблюдается полное отделение железа и кремния от других породообразующих окислов. По мере увеличения количества сланцевых прослоев коэффициент железистости в них понижается до 60—90% за счет примеси Al_2O_3 и отчасти MgO, а в метабазитовых железисто-кремнистых формациях добавляется и CaO.

По степени окисления железисто-кремнистые породы делятся на окисные, закисно-окисные и закисные, характеризующиеся такими коэффициентами O при пересчете химических анализов $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$. Окисные —

Таблица 2

Характеристика степени железистости пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации

Участок	Мощность всех железистых пачек, *м*	Мощность всех прослоев железисто-кремнистых пород, *м*	Мощность богатых железисто-кремнистых пород с содержанием Fe 30%, *м*	Количество прослоев железисто-кремнистых пород	Характеристика слоев железисто-кремнистых пород	
					Мощность, *м*	Содержание железа, вес. %
Железисто-кремнисто-метабазитовая формация нижнебазавлукской серии						
Восточно-Грановский	480	78	37	24	Первый 22 Второй 15	35 30
Домотканский	240	57,1	53	18	Первый 21 Второй 14	31—42 30—38
Мало-Тепловский	250	38	34	7	Первый 12,4	27—42
Железисто-кремнисто-метабазитовая формация нижнеконкской серии						
Юльевский	85	17,8	—	10	—	—

O = 10—33, содержат только гематит и кварц. Закисно-окисные — O = 1,5—10, содержат магнетит, гематит, кварц; магнетит, кварц. Окисно-закисные — O = 0,5—1,5, содержат магнетит, силикат железа, кварц; магнетит, силикат железа, сидерит, кварц. Закисные — O = 0,05—0,5, содержат силикат железа, кварц; сидерит, кварц.

Первые две группы (окисные и закисно-окисные) образуют рудные железисто-кремнистые породы, где все железо представлено магнетитом или гематитом. Третья группа (окисно-закисных пород) — это полурудные железисто-кремнистые породы, где только часть железа представлена магнетитом, а часть — связана в силикатах или карбонате. Четвертая группа закисных пород представляет собой нерудные железисто-силикатные кремнистые породы, где все железо связано в силикатах или сидерите.

По степени метаморфизма для аспидно-сланцевой ступени характерны полосчатые железисто-кремнистые яшмы — джесперы; для ступени филлитов и роговиков — железисто-кварцевые роговики, или джеспилиты (рудные бессиликатные железисто-кварцевые породы); для гнейсовых ступеней — крупнокристаллические железистые кварциты (итабириты).

По степени железистости железисто-кремнистые породы делятся на богатые (содержание железа 30—45%), средние (20—30%) и бедные (меньше 20%).

В первичных неизменных железисто-кремнистых отложениях не встречены породы с содержанием железа свыше 45%. Повышение содержания же-

леза до 60—70% и образование скоплений богатых рудных залежей связано с вторичными метасоматическими процессами обогащения.

Железисто-кремнистые породы, окисляясь, мартитизируются на глубину, превышающую 1 *км*.

Судя по минеральному составу слабо метаморфизованных полосчатых железисто-кремнистых пород, отложение железа наряду с кремнием проходило в переменной окислительно-восстановительной обстановке и отлагалось в виде сидерита, водных силикатов железа — гриналита, лептохлорита, представленных шамозитом и тюрингитом, и, очевидно, в виде водных окислов железа, представленных гематитом и магнетитом. Естественно, что магнетит и гематит образуются и в результате диссоциации и окисления первичного сидерита. Очень редко (например, в Кременчугском и Верховцевском районах) наблюдаются отложения серного колчедана, характерного для восстановительной обстановки сероводородного заражения и сольфатарной деятельности.

В магнетитах с железом нередко связан германий. Местами в железисто-кварцевых роговиках встречено золото. Часто гематитовые (мартитовые) кварцевые роговики содержат восстановитель — водород, количество которого достаточно для того, чтобы при подогревании в запаянной трубке восстановить мартит в магнетит.

Судя по процессам отложения и окисления железа в железисто-кремнистых образованиях разных структурных ярусов, нужно полагать, что в древнейшей атмосфере возрастом от 3500 млн. лет уже наблюдался свободный кислород.

Тонкополосчатое (иногда десятые доли миллиметра) переслаивание закисно-окисных железистых слоев с карбонатно-железистыми и силикатно-железистыми слоями и более мощными кварцевыми прослоями свидетельствует о расслоении в процессе коагуляции коллоидальных хемогенных осадков в каждом ритме наряду с тонкоритмичным их отложением.

Р. Фрич: Небольшое замечание. Месторождение Грангесберг нельзя приводить как пример железисто-кремнисто-сланцево-кератофировой формации. Его руда в основном представляет собой массивные магнетито-гематитовые образования в метаморфизованных лавах промежуточного состава. К руде относятся и включения кремнисто-гематитового состава типа Ломбарг, но они, по-видимому, являются гидротермальными образованиями, связанными с главной фазой вулканизма.

Н. П. Семененко: С месторождением Грангесберг меня познакомил шведский геолог Каутский. Здесь в подземных выработках пласты железистых полосчатых кварцитов переслаиваются с лептитами. Образцы этих пород представлены на выставке коллекций симпозиума.

Р. Фрич: Какое количество водорода обнаружено в гематите?

Н. П. Семененко: Количество водорода в железистых кварцитах иногда достаточно для восстановления гематита в магнетит при нагревании в запаянной трубке.

Дж. Гросси Сад: Какое количество германия связано с магнетитом?

Н. П. Семененко: Германия содержится 23—30 *г* на 1 *т*.

А. Ф. Трендалл: Совпадает ли возраст пород, указываемых Вами, со временем складкообразования или метаморфизма?

Н. П. Семененко: Возраст пород относится ко времени их метаморфизма; указан возраст древнейших метаморфических минералов.

А. Ф. Трендалл: Каковы методы определения этого возраста?

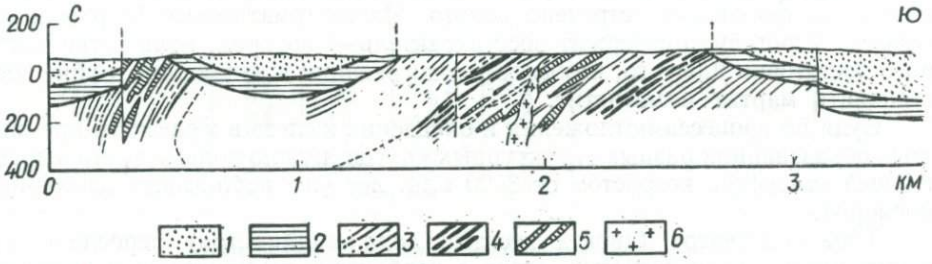
Н. П. Семененко: Возраст определялся калий-аргоновым методом по роговым обманкам и урано-ториево-свинцовым методом по акцессорным минералам.

МАРГАНЦЕВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГВИАНЫ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ФУНДАМЕНТА

Б. ШУБЕР
(Франция)

Гвианский щит отделяется от остальной части Южной Америки реками Ориноко и Амазонка. На севере на протяжении 1500 *км* он погружается под Атлантический океан.

Гвианский щит является древней частью земной коры, его развитие закончилось около 1700 млн. лет назад. Это геосинклинальная система, глубоко эродированная и перекрытая вдоль Атлантического побережья третичными и четвертичными отложениями, а в Амазонской впадине — морскими палеозойскими осадками. Обширные пространства щита состоят в основном из гранитных образований, которые преобладают в восточной половине,



Геологический разрез района Бонидоро:

1 — крупнозернистые песчаники; *2* — конгломераты нижней части парамакской серии; *3* — кварцито-сланцы с хлоритоидом; *4* — гондиты; *5* — линзы кальциево-карбонатных пород; *6* — дайки диоритовых пород.

на юге и юго-востоке. Осадочные и вулканогенные породы в различной степени метаморфизованы.

Эти образования делятся на несколько серий, названия которых в разных странах различны. Все они относятся к различным стадиям геосинклинального развития. Основные из них следующие:

Блестящие сланцы (серия Юруэри в Венесуэле, барамская серия в Гвиане, нижнепарамакская серия во Французской Гвиане и Суринаме), содержащие мощные слои аргиллитовых сланцев, кварцевого филлита с кварцитовыми линзами, обычно черные карбонатные породы, прослои марганца (гондиты) и железистые кварциты с концентрацией железистых жил, хлоритовые сланцы, спилиты, кератофиры (в Гвиане) и небольшие массивы интрузивных пород, образующих ряд от пироксенитов, диоритов и габбро до гранодиоритов.

Офиолитовые вулканические образования — вулканическая серия Ель-Калас и Пазтора в Венесуэле, «вулканическая серия» в Гвиане, верхнепарамакская серия во Французской Гвиане (базальты, андезиты, дациты, риолиты, волнистые лавы, миндалекаменные лавы, продукты подводного вулканизма, пирокластические отложения, яшмы и аргиллитовые сланцы).

Флиш (серия Кабалане в Венесуэле, Кунуки в Гвиане и Бонидоро — северные фации во Французской Гвиане): детритовые породы и тонкополосчатые серии различного состава: конгломераты, аргиллитовые сланцы, граувакки.

Нижние молассы представлены серией Хаимарака в Гвиане, Розебель и Армина в Суринаме, Бонидоро (южтые фации) и Орапу во Французской Гвиане. Мощные серии, состоящие из аркозового песчаника и конгломератов, аргилитовых сланцев, трансгрессивно залегают на более древних фациях. Сланцы изменяются по цвету от серых до фиолетовых или несколь-

ко зеленоватых с черными включениями карбонатного вещества. В основании залегают поли- и мономинеральные конгломераты, мощность которых увеличивается на восток. Согласно некоторым авторам, общая мощность этих докембрийских осадков достигает 14 000 в Венесуэле и 8000 *м* во Французской Гвиане (см. рисунок).

Продукты последней стадии основного вулканизма со значительным несогласием перекрывают все складчатые и эродированные серии, описанные выше, образуя серию Рорайма, которая осталась субгоризонтальной и состоит из грубообломочного материала, конгломератов с лавами, долеритами с габбровыми массивами и жилами. Эти молассы, которые не подверглись гранитизации, не обнаружены во Французской Гвиане. Они образуют останец в Суринаме и покрывают огромную площадь в Гвиане и Венесуэле.

Кроме этих геосинклинальных образований, встречаются и более древние породы на участках, относящихся к догеосинклинальной платформе. Эта платформа образует катаметаморфические (Венесуэла, Гвиана и Суринам) и мезометаморфические фации (Французская Гвиана), в то время как платформенный чехол состоит из риодацитовой, пелитовой и песчанистой серии с железной рудой. Эти формации были гранитизированы одновременно с серией геосинклинального типа.

ГРАНИТИЗАЦИЯ

Основной этап гранитизации проходил около 2050 и 1750 млн. лет назад. К этому периоду относятся карибианские граниты, которые близки монцонитам с микроклином, плагиоклазом и биотитом. Известны также щелочные разности (например, в форме интрузий). Карибианские граниты имеют структуру, близкую к порфировой, но встречаются и разнозернистые разности.

Из гранитов образовались пегматиты и целые поля полевошпатовых пород. Большая часть более ранних образований настолько обновилась, что их абсолютный возраст стал индентичен возрасту гранитов.

Гвианские граниты более древние, их возраст трудно определить в связи с процессами их омоложения. Они сформировались после отложения вулканогенной серии и до образования парамоласс, для которых поставляли продукты эрозии. Эти породы возникли, по-видимому, в результате реоморфизма более ранних гранитов, которые образовались в период от 2700 до 2500 млн. лет назад, т. е. в догеосинклинальный этап. Они относительно бедны калием, содержат кислый плагиоклаз, биотит и роговую обманку. Наиболее часто встречаются гранодиориты или анкериты. Иногда они обогащены натрием.

ТЕКТОНИКА

Геологические данные показывают, что от 5 до 10 *км* толщи было эродировано, а от первоначальной структуры сохранились лишь корни. Обширные гранитные куполы и синклинории, в которых сохранились метаморфизованные осадочные породы, соответствуют складчатости нижнего комплекса; здесь местами отмечаются породы догеосинклинального фундамента. Особенности распределения гранитов, их согласное или покровное залегание свидетельствуют о том, что они находились в краевых частях геосинклинали, чем объясняется редкость интрузивных форм.

Отмечается определенная несогласованность в направлении складчатости нижней (вулканогенно-осадочной)— Барама — Парамака и верхних серий — Куини, Бонидоро и т. д. Первая образует округлые или эллиптические структуры, следуя очертаниям сохранившихся ядер, вторая — простирается с запада — северо-запада на восток — юго-восток.

ОБРАЗОВАНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Марганец тесно связан с породами, которые грубо можно назвать вулканогенно-осадочными, он концентрируется в верхних слоях барамской (Гвиана) и нижнепарамакской серий (Французская Гвиана и Суринам).

Большинство проявлений марганца связано с гондитами. Встречаются породы необычного состава, основную часть которых составляет спессартитовый гранат. Марганцево-железистые породы этого типа найдены также в Бразилии, в Минас-Жераис, где они были открыты О. А. Дерби в 1901, 1908 гг. и названы квелититами (Морро-де-Мина). По мнению Е. Гуссака (1906), в марганцевых карбонатах под действием метаморфизма образовались силикаты, которые составляют первичную руду. В 1909 г. Л. Фермор в своей работе о марганцевых залежах Индии выделил породы той же группы под названием *гондиты*.

Гондиты, как и марганцево-железистые породы могут содержать кварц, амфибол (тремолит, актинолит, грюнерит), биотит, серицит, карбонатный материал (до 2%), марганцевые карбонаты (диалагит и др.). Содержание отдельных элементов в значительной мере варьирует. Наиболее частым парагенезисом в Гвиане является гранат + кварц с добавлением слюды и амфиболов. Если содержание граната в результате основного метаморфизма возрастает, образуется типичная гранатовая порода. Этим она отличается от скарна, который, несмотря на высокое содержание граната, является продуктом контактного метаморфизма.

Марганцевый гранат в основном белый и серый, он образует обширный ряд различных по составу видов. Выделяются различные смеси гранатов, при этом состав каждого отдельного вида значительно изменяется: спессартин, пироп, альмандин, гроссуляр, андрадит с небольшим содержанием TiO_2 и карбонатного материала, который может содержать углерод. Последний высвобождается, когда марганцевые карбонатные образования переходят в силикаты.

Химический состав граната характеризуется следующей формулой (Холтроп, 1962): $(Mn, Fe, Mg, Ca)_3\ (Al, Fe)_2\ (SiO_4)_3$.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ

Залежь Суат Ампоуман-Ричард (Французская Гвиана). Геология марганцевых проявлений в этом регионе хорошо изучена. Описываемую залежь в нижнепарамакской серии пород перекрывает с заметным несогласием серия Бонидоро, начинающаяся полимиктовыми конгломератами, выше которых залегают обычно грубообломочные аркозовые песчаники. Между водопадами Ампоуман на юге и Боели-Мофоу на севере, т. е. на протяжении 1—2,5 *км*, она включает хлоритовые кварциты различной зернистости с линзами карбонатов, черные карбонатные сланцы и кварциты (темной и светлой окраски) с роговой обманкой и гондитами, богатыми мелкими или крупными зернами граната различной окраски.

Кроме небольших вытянутых массивов и жил габбро, серия включает диориты и долериты. Направление падения — северное или северо-западное (30—45°).

Два пласта богатых линзами карбонатных пород, обнажающиеся в полосе шириной 200—300 *м*, включены в кварцевые сланцы. Южная полоса ограничивается марганецсодержащими пластами, мощность каждого из которых около 100 *м*, а протяженность около 600 *м*.

Согласно Г. Броуверу (1960), линзы граната образуют скопления в кварцевых сланцах, в которых гранат менее развит, а чаще встречаются хлоритоиды с биотитом, кальцитом, эпидотом и амфиболом. На р. Марони они образуют два семейства гранатсодержащих линз, наибольшая из них (3—5 *м* в диаметре) сцементирована тонкой смесью граната и кварца. Линзы бывают различной величины, размер самых мелких из них 10 *см*.

По Ф. Джаффе, состав гранатов в Марони следующий (в %): спессартина — 57, альмандина — 30, пиропа — 10. В среднем они содержат 14% MnO и 38,93% SiO_2. Максимальная длина линз темных карбонатных пород 1 *км* и максимальная мощность 25 *м*. Они иногда представляют собой аргиллитовые песчаники, иногда кварциты, во всех случаях очень тонкозернистые. Они содержат лишь отдельные пропластки MnO (0,01%), но более чем 90% SiO_2, 9,5% Al_2O_3 и 5,6% CaO (табл. 1).

На северо-востоке этой марганцевой зоны железистые породы обнаружены в виде включений в тальковых сланцах. Обнажения железной руды (85% Fe_2O_5) отделены от гондитовых пачек трансгрессивной серией Бонидоро, что не позволяет установить взаимоотношение этой серии с марганцево-железистой минерализацией. Это линзовые залежи малого объема в ассоциации с тальковыми сланцами.

Таблица 1

Химический состав линз карбонатных пород, %

Компонент	Карбонатные породы	Гондиты залежи Ампоуман	Латеритные марганцевые руды
SiO_2	41,87	62,68	13,10
TiO_2	0,80	0,75	0,62
Al_2O_3	13,29	18,91	28,59
Fe_2O_3	3,95	0,96	0,94
FeO	5,74	10,19	22,08
MnO	0,21	—	—
MgO	10,28	—	—
CaO	16,00	4,20	14,00
Na_2O	2,17	—	0,48
K_2O	0,18	—	1,61
P_2O_5	—	0,10	—
CO_2	2,30	—	—
H_2O^-	0,15	0,13	14,79
H_2O^+	2,70	2,20	27,2
Сумма	100,64	100,12	98,93

Пояс, пересекаемый р. Марони между водопадами Ампоуман и Боели-Мофоу, протягивается на 5 *км* на запад, на территорию Суринам и на 20 *км* на северо-запад во Французскую Гвиану, в целом на 29 *км*. Метаморфизм более заметен на востоке, где серия Парамака контактирует с огромным массивом карибианских гранитов (массив де-Эльсперанс).

Эти две зоны мелкозернистых гондитов заключены в амфиболовых породах и в плотных амфиболитах, которые имеют северо-западное падение и образуют довольно высокий хребет с латеритными шляпами и значительным содержанием марганца в основании.

Структура часто пизолитовая.

Железистые кварциты обнаружены в ряде регионов, но их стратиграфическое положение неизвестно. Измененные лавы (зеленые породы) встречаются на Марони около Суринамской банки (водопад Ампоуман).

Залежь Марипа (Суринам). Эта залежь находится в бассейне Сара-Грик (отмель правого притока Суринам).

Серия Парамака представлена здесь в основном кварцевыми сланцами с хлоритом, биотитом и серицитом. В сланцах встречаются линзообразные включения гондитов, карбонатные сланцы, железистые кварциты с линзами от нескольких сотен метров до 2 *км* длиной и мощностью около 100 *м*. Карбонатные сланцы встречаются главным образом в основании гондитового горизонта. Мощность линз железистых кварцитов марганцево-железистой серии 150—200 *м*.

В зоне шириной 700—800 *м* известно несколько параллельных линз гондитов. Считается, что такое наслоение линз произошло в результате смятия единого марганцево-железистого слоя. Простирание их изменяется от С 10° до СЗ 20° с преобладающим западным падением 60—70°. В некоторых местах толщи залегают горизонтально.

Несколько разведочных скважин вскрыли зоны минерализации с большим количеством тонких пропластков, включенных в желтовато-коричневую выветрелую глину. До глубины 41 *м* их насчитывают до 50-и, мощность изменяется от 10 *см* до 1 *м*.

На запад и юг от залежи Марипа известны массивы кварцевых порфиров (возможно, микрогранитов) и обнажения основных пород (норитов, пироксенитов, диоритов), выветренных и часто также гранитизированных.

Средний состав образцов пород из двух скважин глубиной 21 *м* такой (в %): MnO_2 — 33,28; Fe_2O_3 — 5,74; Al_2O_3 — 7,89; SiO_2 — 36,8 (табл. 2).

В некоторых местах концентрация граната в породах достигает 80—90%.

Железистые кварциты содержат до 15% окиси железа, кварц и небольшое количество серицита и карбонатного материала. Содержание марганца низкое (0,01—0,11%). Серицитовые кварциты иногда образуют линзы.

Д. Холтроп считает, что в залежи Марипа запасы металлического марганца составляют 143 000 *т*.

Залежь горы Метьюз-Аракака (северо-западная Гвиана). Здесь марганцевые породы содержатся в мощной сланцевой серии Барама, эквивалентной нижнепарамакской серии во Французской Гвиане.

Аргиллитовые и кварцевые сланцы с серицитом, карбонатным материалом и углистыми линзообразными кварцитами включают 300-метровый горизонт гондита. Железистые кварциты и слои браунита включают метаморфизованные кремнистые сланцы; залежь представлена двумя марганцево-железистыми зонами и конгломератами с диаметром галек 2,5 *см*.

Таблица 2

Химический состав гранатов из залежей Гвианы, %

Компонент	Марганцево-железистые гранаты залежи Марипа (по Дж. Холтропу)	Залежь Ричард (Французская Гвиана)	Залежь Аракака в Гвиане (по Д. Веберу)
SiO_2	39,00	50,00	36,60
TiO_2	0,30	0,40	—
Al_2O_3	18,10	13,70	21,62
Fe_2O_3	9,90	8,30	5,68
MnO	27,00	18,80	23,30
MgO	2,10	3,70	3,40
CaO	3,30	4,00	2,46
Сумма	99,70	98,90	93,06

По направлению к кровле серии включения марганца и кремнистого сланца становятся реже и наблюдается переход в серые сланцы и кварциты с серицитами. Несколько севернее серия становится богаче карбонатами и состоит из серицитовых, кальцитовых и амфиболитовых сланцев, иногда с включениями дацита в виде брекчии размером от нескольких дециметров до нескольких метров.

Марганцево-железистая зона мощностью 150—175 *м* с широтным простиранием в горах Метьюз постепенно отклоняется на восток, затем после пересечения р. Аракака тянется вдоль р. Барима с общим простиранием до 22 *км*. Падение северное с наклоном 50—80°.

С севера марганцевая зона ограничена узкой (500—100 *м*) пачкой аргиллитовых граувакк, зажатой в породах барамской серии с южным падением 55—85° и переходящей в кластическую серию Куцуни. Севернее находится два долеритовых массива, которые перекрывают все эти породы.

На юге эта зона имеет границу гранитизации шириной 1—2 *км*, с которой связаны мигматиты.

Бурением установлен следующий разрез: метадолериты мощностью 50 *м*, образующие кровлю марганцевого горизонта; ниже залегают коричневые и желтые глины (1,5 *м*), затем тонкие слои измененных гондитов и коричневых глин, включающие 14 марганцево-железистых прослойков общей мощностью 95 *см*.

В верхней части, расположенной между двумя слоями долеритов, в кровле залегают пять пропластков гондитов, чередующихся с белыми глинами (общей мощностью 25 *см*).

При анализах глин были обнаружены лишь следы марганца. Содержание Fe_2O_3 в белых глинах составляет 1%, в коричневых — 5,9 и более 10% в темных (цвет объясняется наличием угля).

Мощность гондитовых горизонтов от нескольких сантиметров до нескольких метров. При седиментации формировались разнообразные глины, окраска которых зависит от степени их выветрелости.

Слои браунита распределены неравномерно; их мощность 1—3 *см*.

Однако на западе были обнаружены линзы мощностью 1,5 *м*. Длина марганцево-железистой зоны более 30 *км*. Горизонтальная выработка длиной 1,5 *км* от залежи Аракака дает основание полагать, что на протяжении 75 *м* встречается около 25 марганцевых пропластков, состоящих из гондита в коричневых глинах, разделенных на две пачки 30-метровой толщей аргиллитов.

Кроме гранатсодержащих пород марганцевая зона содержит черные и серые глины с несколькими процентами марганца и 1,4—1,8% карбонатов. Железистые кварциты известны в контакте с гондитами. Эти породы значительно расслоены на светлоокрашенные кварциты и коричневые железистые прослойки. Иногда они замещаются марганцево-железистыми фтанитами.

ВЫВЕТРИВАНИЕ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Вблизи от поверхности силикаты, карбонаты и другие породы превращаются во вторичные окиси, такие как пиролюзит, полианит, псиломелан, манганит, криптомелан, литиафорит или вад. Бурением установлено обеднение руды с увеличением глубины. Содержание марганца уменьшается от 40 до 12%, что свидетельствует об относительной бедности основной залежи. Обогащение наступает недалеко от гидростатического уровня. Этот процесс супергенного выветривания и аккумуляции можно сравнить с латеритизацией.

По всей площади пенеплена Гвианы латеритные шляпы формировались во все эпохи. В результате процесса разрушения огромные массы латеритов и бокситов образуют вершины гор и плато, где происходит концентрация марганца (горы Кау, Обсерватория, Ричард и др.).

Содержание металла в этих вторичных рудах относительно высокое и может достигать 30% (гора Ричард). Огромные блоки, заключенные в остаточных глинах (в Тасавини и Пиниаки в Гвиане и в Серра-ду Навиу в Амапе), содержат 40—50% металлического марганца с некоторым содержанием Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 и других элементов — CuO (0,07%), BaO (0,12%), As_2O_5 (0,25%) и др.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАЛЕЖЕЙ ГВИАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

В каждом регионе первичные руды состоят в основном или из пород с содержанием марганцево-железистого граната — гондитов, или из марганцевых силикатов, таких как брауниты (горы Метьюз в Гвиане), или карбонатов (диалогит), как в Серра-ду-Навиу (Амапа) и Унате (Венесуэла).

В Серра-ду-Навиу наблюдается замещение диалогитов гранато-железистыми породами. Отсюда очевидно, что гранат и кальцитовый амфиболит (тремолит) генетически связаны с марганцевыми карбонатами. Можно думать, что руды повсеместно состоят из карбонатов и что соответствующее изменение связано с общим метаморфизмом (Дерби, 1901).

Залежи образуют зоны длиной около 12 *км* в горах Кау; до 30 *км* — в районе гор Ампоуман и Ричард; 30 *км* — в горах Метхьюз и Аракака, с шириной их 80—175 *м*. Мощность рудных слоев от нескольких миллиметров до нескольких метров, иногда они прослеживаются на несколько километров (Серра-ду-Навиу).

Руды чередуются с глинами, образовавшимися в результате разрушения более или менее матаморфизованных аргиллитовых сланцев. Эти породы содержат хлорит, серицит и часто биотит (горы Ампоуман), хлоритоид и много кварца. Наблюдаются также черные карбонатные породы (аргиллиты или кварциты), железистые или нежелезистые кварциты (обычно силифицированные с образованием кремнистых сланцев). Все они, как и руда, характеризуются невыдержанной мощностью.

Нет сомнения, что амфиболиты, которые случайно сопровождают залежи, во многих случаях являются отложениями осадочного происхождения.

В залежи Ампоуман наблюдались продукты перехода от карбонатных пород к амфиболитам. Последние преобладают в горе Ричард, где больше нет каких-либо карбонатных пород и где кварцевые и темноцветные сланцы и более или менее гранитизированные породы всегда сопровождают марганцево-железистые слои.

Очевидно также, что слабо метаморфизованные карбонатные породы в основном замещаются силикатами. Соотношение мелкозернистых кварцитов и кремнистых сланцев является следствием этого вторичного окремнения, которое в меньшей мере связано с метаморфизмом, чем с влиянием жаркого влажного климата.

Рудные залежи имеют осадочное происхождение. Чередование слоев объясняется химическим осаждением. Относительно низкое содержание марганцево-железистых прослоев (около 1—2% в свежих породах) не соответствует содержанию металла в глинистых сланцах (более чем 10% Fe_2O_3) и в свежих метаморфических сланцах, которые часто богаты хлоритоидом ($H_2Fe \cdot Al_2SiO_7$, содержание железа в которых 28%). Этим объясняется наличие железистых включений (гематит, лимонит) в некоторых залежах (Саксакали) и то, что многочисленные слои кварцитов находятся вблизи марганцево-железистых слоев.

Последние в большинстве случаев осадочного происхождения, даже если они впоследствии перекристаллизовались. В горах Кау в отложениях железистого кварцита есть даже слои галечника из окатанного кварца. Линзы с высоким содержанием железа связаны здесь с кварцитами и некоторыми выветренными аргиллитовыми сланцами. К сожалению, связь этих пород с аккумуляцией марганцевых окисей в латеритных образованиях не ясна. По мнению некоторых авторов, руды марганца генетически связаны с офиолитами, яшмами и туфами. В Гвиане установлены офиолитовые толщи в архейских геосинклинальных поясах, но ни одна из залежей не имеет генетической связи с процессами минерализации на щитах. Офиолиты, которые характерны для геосинклиналей, образуют толщу излившихся вулканических пород основного, среднего и кислого состава. Большая часть из них метаморфизована. Некоторые основные породы превращены в амфиболиты, кислые породы — в кварциты. Эти интрузии сопровождаются туфами и пирокластическими породами, которые также метаморфизованы.

Д. Вебер отстаивает наличие минерализованных «туфов» в районе Барамы (Пипиани и др.), в Гвиане, но Дж. Холтроп это оспаривает. Другие авторы видят связь между марганцем и амфиболитами, которым они приписывают вулканическое происхождение. Однако во Французской Гвиане связь между амфиболами и карбонатными породами осадочного происхождения несомненна.

Трудно доказать, что известные нам офиолитовые интрузии являлись источником марганца, отлагавшегося в виде химических осадков. Мы считаем, что марганец образовался из ультраосновных пород, располагающихся вдоль глубинных разломов, которые возникли в догеосинклинальном фундаменте. Разрушение и выщелачивание этих пород до осадконакопления могло способствовать образованию марганца, который аккумулировался в осадочной толще.

Ультраосновные породы также известны на юге Французской Гвианы и Суринаме (горы Гойе). Дж. Холтроп сообщает о наличии пироксенитов, сменяющихся тальковыми сланцами в непосредственной близости к гондитовым отложениям в Пикуе Хевуель на северо-восток от залежи Марипа. Обе свиты, вероятно, древнее нижнепарамакской серии.

Это предположение может объяснить линейную конфигурацию марганцево-железистых зон. Закономерное строение залежей, выражающееся в чередовании богатых железом и марганцем слоев с одновременным формированием карбонатных и силикатных слоев, согласуется с изменением физико-химических условий в процессе осаждения.

Руды с высоким содержанием железа обнаружены повсюду (горы Кау,

Ричард и др.) вблизи марганцево-железистых зон. Они, по-видимому, также связаны с ультраосновными породами.

Ленточные железистые кварциты (итабириты) нигде в Гвиане не обнаружены в связи с марганцевыми залежами описанного типа. Они характеризуются признаками субплатформенных отложений, хотя условия их образования различны.

ЛИТЕРАТУРА

Bracewell S.— Bull. Imp. Institut., 1947, **55**, I.

Brower G. C.— Feuille de Paul Isnard avec notice explicative, au 1/100,000, carte géol. dét. de la France, Dép. de la Guyane française, 1964.

Choubert B.— Sur les roches eruptives basiques des montagnes de Kaw et de Roura (Guyane française), CRAS, **239**, Paris, 1954.

Choubert B.— Les granites précambriens des Guyanes et leur origine probable, Mém. carte géol. de la France, Dép. de la Guyane française, 1960.

Choubert B. a. Brower G. C.— Stratigraphie de la série de Paramaca en Guyane française, CRAS, **251**, Paris, 1960.

Choubert B.— Etat de nos connaissances sur la geologie de la Guyane française, Bull. Sté gèol. de France, **7**, 1965.

Choubert B. a. Visteliius A. B.— 4th Venezuelan Geological Congress, Caracas, Min. de Minas e Hydrocaburos, 1969.

Choubert B.— Les Guyano-Eburnéides de l'Amérique de Sud et de l'Afrique occidentale (essai de comparison géologique), Bulletin, 1969.

Choubert B.— Le Précambrien des Guyanes, BRGM Memo, 1969.

Choubert B. a. Vistelius A. B.— De la relation entra la composition des granites du bouclier guyanariset la position de ceuxci dans les structures tectoniques majeures 1970.

Derby O. A.— An. Journ. of Sc., 1901, **162**.

Derby O. A.— An. Journ. of Sc., 1908, **175**.

Dorr J. van, Park C. F., Paiva E. G. de — Deposito on manganes do Distroto da Serra do Navio, Territorio Federal do Amapa, Bull. DNPM, 85, Rio de Janeiro, 1950.

Dorr J. van, Coelho I. S., Horen A.—The mangenese deposits of Minas Geraes, Brazil, XXE Congr. geol. Int., Sump. Yacim, Manganese III, 1956.

Ebert H.— 5th Inter Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1959, 1961.

Fermor L. L.— Geol. Survey of India, **37**, 1909.

Harrison J. B. Geology of the Gold Fields of B. G., London, 1908.

Holtrop J. F. De mangaanafzettingen van het Guiana Schlid (thèse), Leiden, 1962.

Hussak E.— Ueber die manganerzlager Brasiliens. Zeitsch. f. prakt. geol., 1906, **14**.

Jaffe F. a. Brouwer G. C. Sur la presence de gondites en Guyane francaise, CRAS, 1959, **249**.

Krauskop H. B.— Geoch. and Cosmochim. Acta, **12**, 1957.

Krauskopf H. B.— Symp., Yacim Mang., 20th Int. Geological Conference, T. I, Mexico, 1956.

Moraes L. J. de — Report, 4th Inter — Guiana Geol. Conf., Cayenne, 1957.

Nagell R. H. a. Seara A. C.— 5th Inter—Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1961.

Prieruccini R.— Symp. Yacim mangan., 20th Int. Geol. Conf., T. I, Mexico, 1956.

Raguin E.— Sur les gisements de manganèse sédimentaires, 20th Int. Geol. Conf., Manganese Symposium, Mexico, 1956.

Routhier P. Les gisements métallifères, Masson, Paris, **II**, 1963.

Taliaferro N. L. a. Hudson F. S.— Bull. Calif. Div. Mines, 125, 1943.

Webber D. N.— Geol. Survey, 23, 1952.

Wee M. W. ter — 4th Inter-Guiana Geol. Conf., Cayenne, 1957.

Zanone L.— Chron. des mines et de la recherche min., 371, Paris, 1968.

Р. П. Петров: Является ли «итабирит» синонимом терминов «таконит» и «джеспилит»? Почему африканские геологи отдали предпочтение термину «итабирит»?

Б. Шубер: Во Франции термин «итабарит» употребляется для обозначения железистых формаций или железистых сланцев. Французские геологи в Африке употребляют этот же термин.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА

И. П. НОВОХАТСКИЙ
(СССР)

Железисто-кремнистые формации на территории Казахстана значительно распространены среди отложений докембрия (рис. 1). Известно два главных района их развития — Улутауский, находящийся на западной окраине Казахской складчатой страны, и район Бетпак-Дала, расположенный к западу от оз. Балхаш. Оба района имеют много общего в геологическом строении, что позволяет считать их близкими или одинаковыми по возрасту.

УЛУТАУСКИЙ РАЙОН

Наиболее полный разрез докембрийских отложений на территории Казахстана известен в южной части гор Улутау. Эти отложения изучали Н. А. Штрейс (1963), Ю. А. Зайцев и др. (1965), Н. Г. Маркова (1960), М. С. Марков (1959), Л. И. Филатова (1962, 1970) и др. Эти авторы выделяют здесь архейские, нижне-, средне- и верхнепротерозойские отложения.

Рис. 1. Обзорная карта железисто-кремнистых формаций докембрия Казахстана:
1 — выходы железисто-кремнистых формаций; *2* — направление простирания пород; *3* — I — Улутауский район, II — Бетпак-Далинский район.

Наиболее древние отложения, относимые к археозою (бектурганская серия), сложены амфиболитами, слюдяными сланцами, плагиоклазовыми гнейсами и кварцитами. Мощность их достигает 4000 *м*. Исходные песчано-глинистые породы подверглись интенсивному метаморфизму, натриевому метасоматозу и гранитизации.

В мощном комплексе метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород протерозоя выделяется три отдела.

К нижнему отделу отнесена мощная (до 1100 *м*) толща метаморфических пород, слагающая восточное крыло Улутауского антиклинория и Карсакпайский синклинорий. В толще выделены такие серии: нижняя — аралбайская, характеризующаяся широким развитием липарито-дацитовых и андезитовых вулканитов, и верхняя — карсакпайская вулканогенная зеленосланцевая. Железистые кварциты развиты главным образом в карсакпайской серии, сложенной порфиритоидами и зелеными сланцами, образовавшимися по базальтам и их туфам, кварцево-серицитовыми, хлорито-кварцево-серицитовыми сланцами, мраморами, безрудными и железистыми кварцитами. Менее развиты кварциты в аралбайской серии.

В карсакпайской серии Л. И. Филатова (1970) выделяет следующие свиты: бурмашинскую (750 *м*), балбраунскую (800 *м*), шагырлинскую (1500 *м*) и биитскую (1100 *м*). Железистые кварциты развиты преимущественно в балбраунской свите, где находятся и наиболее крупные месторождения Балбраун и Керегетас. Эти отложения слагают Карсакпайский синклинорий, в котором установлено до девяти горизонтов железистых кварцитов.

Отложения среднего протерозоя в Южном Улутау представлены вулканитами кислого состава и осадочными породами. Здесь выделены две серии — жидинская (2000 *м*) и майтюбинская (9000 *м*).

К верхнему протерозою относятся отложения боздакской серии, представленные основными и кислыми эффузивами с песчаниками, конгломератами и известняками. Мощность серии 3000 *м*.

Большинство месторождений железистых кварцитов Улутауского района находится в Карсакпайском синклинории в балбраунской свите. Всего в районе известно около 20 месторождений железистых кварцитов, залегающих на протяжении около 200 *км* в пределах узкой полосы субмеридионального направления. Наиболее крупные и лучше изученные из них — Балбраун

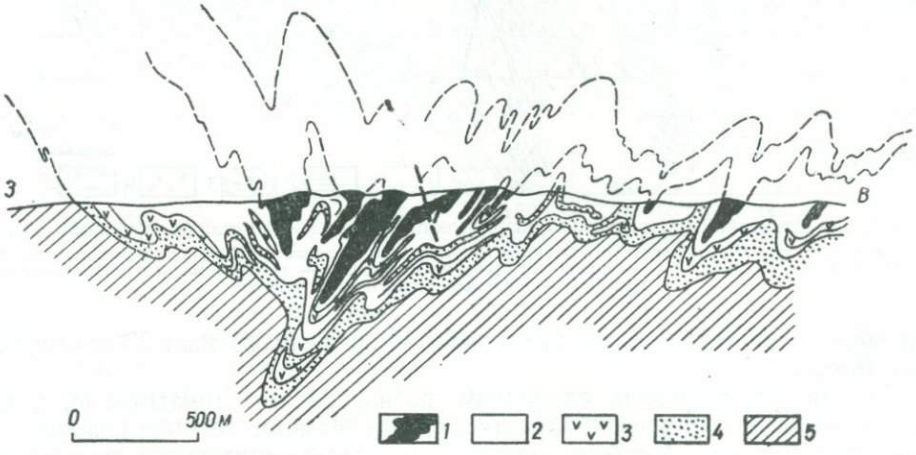


Рис. 2. Схематический геологический разрез через Карсакпайский синклинорий (по Узбекову, 1960):

1 — железистые кварциты с прослоями кварцево-серицитовых сланцев; *2* — кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями туфовых сланцев и кварцитов; *3* — зеленые туфовые сланцы; *4* — кварциты с прослоями зеленых туфовых и кварцево-серицитовых сланцев, залегающие с резким несогласием; *5* — основные эффузивы и их туфы.

и Керегетас. Месторождения железистых кварцитов района изучали К. И. Сатпаев, П. Н. Каниболоцкий, И. В. Дюгаев, С. Г. Анкинович, М. Р. Узбеков и др. На юге рудоносная толща прослежена до р. Белеуты, где она скрывается под молодыми рыхлыми отложениями. Продолжение толщи устанавливается геофизическими наблюдениями, причем простирание ее изменяется от меридионального до северо-западного. На севере железистые кварциты прослежены до излучины р. Ишима, где они также перекрыты молодыми отложениями.

Месторождение Балбраун находится южнее пос. Карсакпай. Железистые кварциты здесь являются частью метаморфической толщи нижнего протерозоя, собранной в сложные складки меридионального простирания.

В основании рудоносной толщи на более древних породах с угловым несогласием залегают кварциты, иногда конгломератовидные. Последние сменяются кварцево-серицитовыми, кварцево-серицито-хлоритовыми и графитистыми серицитовыми сланцами, кварцитами и метаморфизованными зеленокаменными породами. Выше по разрезу сланцы постепенно сменяются железистыми кварцитами, переслаивающимися с кварцево-серицитовыми сланцами. Толща собрана в изоклинальные складки с преобладающим западным падением слоев. В ней выделяется несколько синклиналей, в ядрах которых залегают железистые кварциты (рис. 2).

На поверхности обнажаются семь рудных полос, представляющих узкие синклинальные структуры. Длина их по простиранию достигает 500 *м* при видимой мощности до 200 *м* и более. Всего на месторождении известно до 30 пластообразных залежей. Рудный горизонт мощностью около 60—100 *м*

представляет собой переслаивание железистых кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев. Руды неоднородны по составу. Наряду с богатыми железистыми кварцитами встречаются и бедные. Рудоносная толща разбита

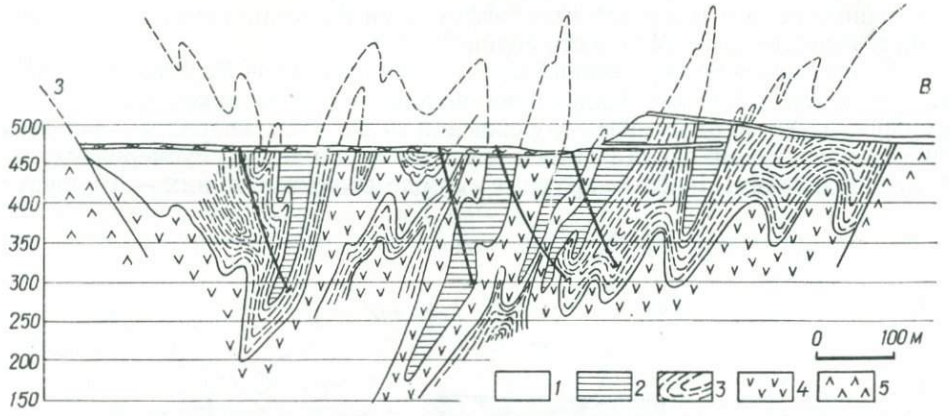


Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения Керегетас (по Узбекову, 1960):
1 — молодые рыхлые отложения; *2* — железистые кварциты с прослоями кварцево-серицитовых и зеленых туфовых сланцев; *3* — кварцево-серицитовые сланцы, *4* — туфогенные зеленокаменные породы; *5* — основные интрузивные породы.

многими мелкими разрывными нарушениями, реже наблюдаются более крупные (рис. 3).

Среди руд выделены следующие разновидности: гематитовые, кварцево-гематитовые, гематито-мартитовые, мартитовые, бедные кварциты и железистая слюдка. Наиболее развиты кварцево-гематитовые руды с характерной полосчатостью. В лежащем боку рудных тел встречаются также мартитовые руды (рис. 4).

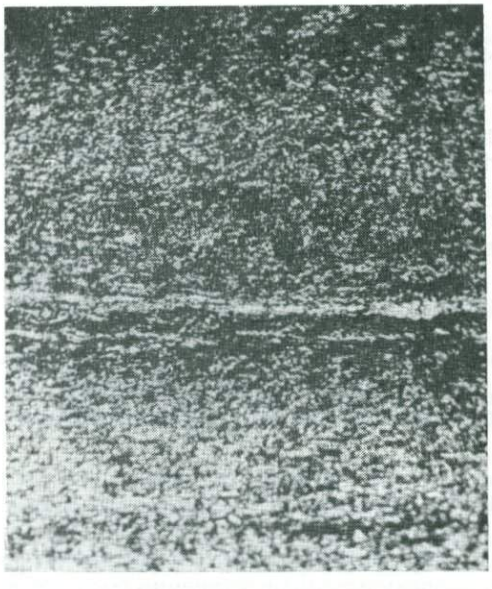


Рис. 4. Полосчатый железистый кварцит. Балбраун. Кварц — светлое, гематит — темное. Проходящий свет, без анализатора, × 15.

Основным рудным минералом является гематит, составляющий вместе с кварцем до 95% массы руды. Он встречается в виде чешуек размером 0,01—0,1 *мм*, образующих агрегаты с кварцем, а также отдельными полосками толщиной от долей до нескольких миллиметров. Менее развита пластинчатая разновидность в виде хорошо ограниченных кристаллов, иногда секущих тонкочешуйчатые агрегаты.

Мартит представлен порфиробластами среди тонкозернистого гематита и кварца, размеры зерен 0,01 — 1,5 *мм*. Магнетит встречается в рудах в небольшом количестве в виде зерен размером до 1 — 1,5 *мм*, нередко образующих скопления по слоистости. Пирит редок, обнаружен в единичных зернах. Изредка наблюдается сидерит.

Кварц является основным нерудным минералом. Количество его достигает 40% и более. Встречается несколько генераций кварца. Наиболее обычен тонкозернистый кварц, размер зерен 0,001—0,01 *мм*, он слагает отдельные полосы, нередко содержит мельчайшие включения гематита. Более позд-

ний кварц образует мозаичные агрегаты из крупных зерен (0,1—1 *мм*), иногда с волнистым угасанием. Из других нерудных минералов обнаружен серицит, хлорит, кальцит, апатит, эпидот и гипс.

Основные параметры месторождений железистых кварцитов Улутауского района

Месторождение	Количество рудных тел	Размер, *м*		Содержание железа, %
		Длина	Ширина (мощность)	
Белеуты	12	200—2000	10—15	34—37
Джийде	8	100—2500	5—15	35,3
Дюсембай	8	100—2000	3—10	—
Каражал	1	500	8,3	—
Каратас	10	80—100	До 30	До 40
Каратюбе	58	До 2300	15—20	34
Сазтюбе	30	300—400	3—70	32—37,8
Бездак	18	80—1150	5—90	30—40
Караш	12	150—1550	5—60	33,5
Арыстантау	2	300—350	20—60	30,0
Джетыкыз	25	До 1500	35—50	33—38
Колдыбайшоко	20	100—1400	5 и более	32—40

Содержание железа в рудах составляет 20—63, в среднем 34—44%. Среднее содержание кремнезема 29—34%; фосфора — 0,15, серы — 0,22%. Спектральным анализом установлено наличие (в%): Pb — 0,0007; Zn — 0,15; Cu — 0,001; Ba — 0,003; V — 0,0015; Ni — 0,0005; Ge — 0,00017.

Запасы руд месторождения Балбраун составляют примерно 125 млн. *т*.

Южным продолжением Балбрауна является месторождение Керегетас, отделенное от него широким сухим логом. Участок имеет сходное геологическое строение, отличаясь лишь большим развитием на нем зеленокаменных пород и меньшим — кварцитов. Простирание пород меридиональное, падение крутое, западное. В структурном отношении месторождение представляет собой синклинальную складку, осложненную более мелкой складчатостью. Антиклинальные участки сложены зеленокаменными породами, синклинали — сланцами с железистыми кварцитами. По сравнению с Балбрауном здесь сильнее проявляется эрозионный срез (см. рис. 4).

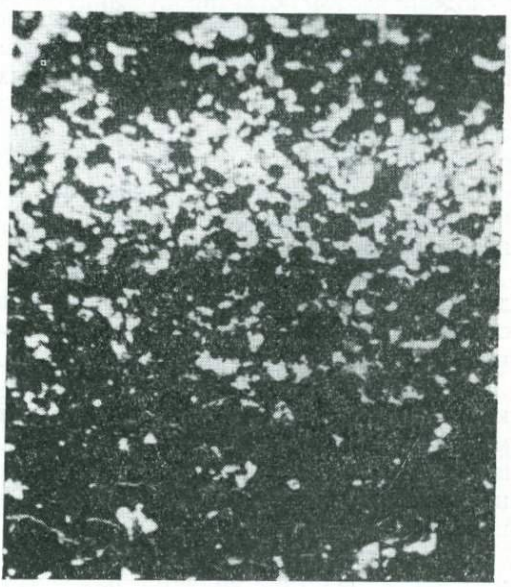


Рис. 5. Полосчатый железистый кварцит. Ащитасты. Кварц — светлое, магнетит — темное. Проходящий свет, без анализатора, × 15.

На месторождении установлено 16 рудных тел, объединяемых в пять рудных полос. Глубина погружения рудных тел достигает 200—250 *м*. По простиранию богатые руды переходят в железистые кварциты и сланцы, сверху залегают кварцево-серицитовые сланцы.

По минеральному составу руды Керегетаса сходны с рудами Балбрауна, они лишь несколько беднее железом (в среднем 37,2%). Запасы руд этого месторождения 60 млн. *т*.

Остальные месторождения района мало изучены и имеют незначительные размеры (см. таблицу). Все они, за исключением Колдыбайшоко, находятся в той же региональной структуре.

Несколько обособленно месторождение Ащитасты, расположенное севернее описанных месторождений в пределах той же структуры, на широте г. Аркалыка. Оно было открыто недавно геофизическими работами и в настоящее время находится в стадии разведки. Допалеозойские отложения здесь на значительной площади скрыты под молодыми рыхлыми осадками мощностью до 40—100 *м*. В структурном отношении месторождение приурочено к южной части Тасобинской синклинали, сложенной метаморфическими породами — хлорито-серицитовыми сланцами, порфироидами, амфиболитами, железистыми и безрудными кварцитами. Толща прорезана интрузиями гранитоидов и габбро. Горизонт железистых кварцитов прослежен буровыми работами на протяжении 13 *км* при мощности около 60 *м*.

В отличие от других месторождений руды Ащитасты претерпели существенные метаморфические изменения, связанные с внедрением интрузий. Последние выразились в перекристаллизации и укрупнении зерен кварца, образовании магнетита вместо гематита, а также амфибола, эпидота, апатита и карбонатов. Руды при этом сохранили тонкую полосчатость (рис. 5). Содержание железа в рудах изменяется от 20 до 60, в среднем составляет 38—44%; серы — 0,01—0,11; фосфора 0,4—1%. Руды легко обогащаются. Геологические запасы их предварительно оцениваются в 50 млн. *т*.

ДОПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ УЛУТАУ

Железисто-кремнистые формации района Улутау приурочены к мощной толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений нижнего протерозоя, в которой выделяется несколько серий и свит.

Среди вулканогенных преобладают породы основного состава, в меньшем количестве встречаются кислые. Осадочные образования состоят из песчано-глинисто-кремнистых менее карбонатных пород.

Железисто-кремнистые формации наиболее развиты в карсакпайской серии, возраст которой датируется ранним протерозоем. Абсолютный возраст 2600—1900 млн. лет (Филатова, 1970). В выделенных свитах наблюдается грубая ритмичность, выраженная в преобладании в нижних частях основных вулканитов, сменяющихся выше сланцами с кварцитами. Для района характерен слабый метаморфизм пород (фации зеленых сланцев).

Оруденение представлено преимущественно гематито-кварцевыми рудами с подчиненным количеством кварцево-магнетитовых руд. В связи со слабо проявленным региональным метаморфизмом фактически нет силикатно-магнетитовых руд, установленных в других районах.

Кремнистые породы сложены безрудными и гематито-магнетитовыми кварцитами. Яшмы в рудоносных слоях очень редки. Кварц представлен мелкозернистыми и скрытокристаллическими разностями. Обычны ассоциации железистых кварцитов с кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, реже наблюдается переслаивание с мраморами и очень редко с вулканогенными породами.

Вторым районом развития докембрийских железисто-кремнистых формаций в Казахстане является район Бетпак-Дала. Эта территория расположена к западу от оз. Балхаш. Допалеозойские отложения здесь изучали М. И. Александрова и Б. И. Борсук (1955), Н. Г. Маркова (1961), А. А. Недовизин (1964) и др. Метаморфические породы слагают две полосы, ориентированные в северо-западном направлении. По степени метаморфизма среди них различают более древние, относимые к архею, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами. На них залегают метаморфические породы — кварцево-слюдяные и кварцево-актинолитовые сланцы, содержащие слои мраморов, кварцитов и железистых кварцитов, которые по возрасту относятся к протерозою.

В районе выделяется два участка: северный с месторождением Жуантюбе (Гвардейское) и южный — Темирская рудная зона. Северный участок известен выходами железистых кварцитов на протяжении около 15 *км*. В строении его принимают участие отложения протерозоя, кембрия, ордовика, девона, карбона, мела и палеогена. Метаморфические породы докембрия представлены кварцево-хлоритовыми и кварцево-серицитовыми сланцами зеленого и серого цвета, порфиритоидами, массивными кварцитами белого и желтовато-серого цвета и серовато-черными железистыми кварцитами.

Проявления железистых кварцитов известны в районе с 1937 г. (Соколов, 1937). Позже их отмечал Б. И. Борсук и др. В 1969 г. А. С. Крюков и Н. А. Беркалиев обследовали рудопроявления в районе горы Жуантюбе. Выяснилось, что железистые кварциты обнажаются среди метаморфических сланцев и порфироидов на площади длиной около 10 и шириной до 4 *км*. Метаморфические породы слагают здесь синклиналь, вытянутую в северо-западном направлении, осложненную более мелкими складками. Углы наклона пород крутые (65—82°). На поверхности установлено 21 рудное тело пластообразной формы длиной от 800 до 3500 *м* при ширине 10—100 *м*, разделенные промежутками от 30 до 100 *м*. Магнитной съемкой обнаружены руды, не выходящие на поверхность, протяженностью до 600 *м*. Параллельное расположение рудных тел объясняется повторными выходами их на поверхность в результате складчатости.

Рудами являются тонкополосчатые железистые кварциты. Полосчатость обусловлена чередованием гематитовых и кварцевых прослойков, обогащенных гематитом. Толщина отдельных прослойков от 0,1 до 2—3 *мм*.

Основным рудным минералом является гематит (80—90% от количества рудных минералов), менее развиты мартит и магнетит.

Гематит наблюдается в виде тонких чешуек размером 0,003 × 0,008 *мм*, образующих сгустки, а также более крупные таблитчатой формы кристаллы размером 0,005—0,01 *мм*, ориентированные по слоистости. Магнетиты образуют порфиробласты размером 0,01—0,5 *мм*, расположенные среди мелкотаблитчатого гематита.

Кварц — основной нерудный минерал, встречается в виде изометрических или слегка удлиненных зерен размером 0,007—0,01 *мм*. Довольно часты прожилки размером до 0,01 *мм*. В небольшом количестве наблюдается стильпномелан в виде табличек размером 0,005 на 0,02 *мм*.

Содержание основных элементов в пробах следующее (в %): Fe — 23,18—59,24, среднее — 44,43; SiO_2 — 14,65—66,35; P_2O_5 — 0,02 — 0,45; S — 0,03—0,28. Спектральным анализом установлены примеси (в %): ванадия — 0,0007; никеля — 0,0007; цинка — 0,007; меди — 0,001; бария — 0,0015; германия — 0,0003.

Месторождение Жуантюбе не разведывалось. Есть перспективы расширения по простиранию. По геологическому строению и характеру руд месторождение Жуантюбе имеет много общего с месторождением Балбраун.

Железистые кварциты Темирской рудной зоны также приурочены к толще метаморфических пород, сложенной кварцево-слюдяными, кварцево-эпидото-актинолитовыми сланцами, чередующимися с порфиритоидами, мраморами, безрудными и железистыми кварцитами.

Толща собрана в сложные складки северо-западного простирания с крутыми углами падения на северо-восток (70—88°). Метаморфические породы прорваны гранитной интрузией, вытянутой в направлении складчатости.

Среди метаморфических пород залегают светло-серые безрудные кварциты, содержащие линзовидные тела гематитовых кварцитов, иногда расположенных кулисообразно. Мощность их изменяется от 5 до 50 *м* при длине 50—500 *м*. Общая протяженность рудных выходов на разных участках достигает 5—7,5, а зоны в целом — 40 *км*.

Гематитовые кварциты отличаются отчетливой тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием прослойков, обогащенных гематитом и магнетитом мощностью 0,1—5 *мм*, со слоями безрудных кварцитов.

Главными рудными минералами являются мартит, гематит и магнетит. Мартит преобладает, образуя изометрические зерна размером 0,2—0,5 *мм*. Гематит встречен в двух разновидностях — в виде тонких листочков (0,2—0,4 *мм*), слагающих отдельные прослои, и более крупных табличек (0,3 *мм* и более), различно ориентированных. Магнетит наблюдается как остаточный минерал в мартите, размер его зерен 0,5—1 *мм*, иногда образует сплошные скопления. Значительное развитие мартита и магнетита связано с близостью гранитной интрузии.

Содержание железа в железистых кварцитах весьма изменчиво — от 10—15 до 32—36%, количество железа закономерно увеличивается с запада на восток. Содержание серы от 0,03 до 0,35, фосфора — 0,08—0,11%.

Темирская зона геологически слабо изучена. По характеру рудной минерализации она отличается от других районов аналогичных допалеозойских формаций. Практическое значение ее не вполне ясно. Наиболее интересен участок «Магнитный», расположенный на юго-востоке зоны с интенсивностью аномалии до 3500 γ.

ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА

Железисто-кремнистые формации Казахстана имеют много общего с аналогичными образованиями других районов. Они приурочены к мощным толщам метаморфических пород, претерпевших интенсивную складчатость меридионального и северо-западного направления. Абсолютный возраст формаций 2600—1900 млн. лет. Для них характерны такие же признаки, как и для допалеозойских железисто-кремнистых формаций (O'Rourke, 1961): кремнистость, полосчатость, отсутствие детритуса, большие размеры. Кремнистость широко развита в безрудных и железистых кварцитах. Последние представляют сочетание в различных отношениях кварца и гематита, реже магнетита. Один из главных признаков формации — полосчатость *. Она обусловлена чередованием слоев различного минералогического состава, обычно рудных и безрудных. В железисто-кремнистых породах нет крупного обломочного материала (детритуса).

Рудные компоненты представлены преимущественно гематитом с подчиненным количеством магнетита. Количество последнего возрастает в зонах контактов кварцитов с гранитными интрузиями. Силикатно-магнетитовых руд в казахстанских формациях практически нет, что отличает их от аналогичных формаций других районов.

Содержание железа в гематитовых кварцитах Казахстана невелико — 20—40%, редко больше. Железистые кварциты характеризуются также низким содержанием марганца, алюминия, фосфора, серы, кальция, магния, а также таких элементов-примесей, как свинец, цинк, медь, барий, германий и др.

В составе метаморфических отложений докембрия значительное место занимают зеленокаменные породы, образовавшиеся из основных, менее кислых эффузивов и их туфов. Последние слагают нижние части свит, в то время как в верхних частях преобладают различные сланцы, содержащие железистые кварциты. Случаи переслаивания кварцитов с эффузивами и их туфами сравнительно редки, что указывает на некоторый разрыв между отложением эффузивов и основной массы железистых кварцитов.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Выяснению генезиса железисто-кремнистых формаций докембрия посвящено большое количество работ, существует несколько гипотез, однако по этому вопросу дискуссии продолжаются и в настоящее время.

* Полосчатость (banded structure) — неточный термин, утвердившийся в литературе; по существу отвечает слоистости.

При рассмотрении генезиса железисто-кремнистых пород основным является вопрос об источнике железа и кремнезема, а также способе их отложения. Известно, что во многих районах железистые кварциты сопровождаются эффузивами основного состава. Это дало основание связывать происхождение кремнезема и окислов железа с вулканической деятельностью (Van-Hise и Leith, 1935; Точилин, 1963; Чернов, 1970; для казахстанских месторождений — Половинкина, 1952; Марков, 1959). П. Л. Пятницкий (1926), Н. Н. Свитальский (1932), Я. Н. Белевцев (1960), Н. А. Плаксенко, Г. Джеймс (1955) и Р. Губер (1959) разделяют другую точку зрения. Они считают, что источником железа и кремнезема являются породы континента, при выветривании которых эти компоненты сносились в море. В последнее время среди докембрийских месторождений железистых кварцитов Канады Г. А. Гросс (1967) выделяет типы: алгоманский, связанный с основными вулканитами, и озера Верхнего. Породы последнего типа залегают в сланцах с небольшим содержанием железа в первичных рудах. Аналогично для района Улутау М. С. Марков (1959) выделил зеленокаменную формацию, связанную с основными вулканитами, и формацию киватинского типа, кремнисто-сланцевую. Месторождения Карсакпайского синклинория он отнес ко второму типу. Подобное деление формаций, видимо, имеет некоторое основание.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова М. И., Борсук Б. И.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 7, 1955.

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

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

Зайцев Ю. А. и др.— БМОИП, 1965, геол., 6, **10.**

Крюков А. С. и др.— Изв. АН КазССР, 1970, серия геол., 2.

Марков М. С.— Изв. АН СССР, 1958, серия геол., 4.

Марков М. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Маркова Н. Г.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1960, 4.

Маркова Н. Г.— Труды АН СССР, 62, 1961.

Недовизин А. А.— Изв. АН КазССР, 1963, серия геол., 3.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.

Половинкина Ю. Ир.— Сов. геология, 1948, 31.

Половинкина Ю. Ир., Розина Б. В.— Труды ВСЕГЕИ, 8, 1, 1958.

Пятницкий П. Л.— Труды Института прикладной минералогии и петрографии, 3. 1924.

Пятницкий П. Л.— Труды Института прикладной минералогии и петрографии 17, 1925.

Розанов С. Б., Филатова Л. И.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, 2. «Недра», М., 1967.

Сатпаева Т. А., Яренская М. А.— Изв. АН КазССР, 1955,серия геол., 19.

Свитальский Н. Н. и др. — Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения. НКТП, 1932, 153.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Узбеков М. Г.— В кн.: Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Узбеков М. Р.— Там же.

Узбеков М. Р., Новохатский И. П.— В кн.: Большой Джезказган. Геология и металлогения. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.

Филатова Л. И.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, 5, 1962.

Филатова Л. И.— Вестник МГУ, 1970, геология, 2.

Штрейс Н. А.— В кн.: Верхний докембрий (Стратиграфия СССР). Госнаучтехиздат, М., 1963.

Gross G. A.— Geol. Surv. Com. Rep., 1965, **I**, 22.

Huber N. K.— Econ. Geol., 1959, **54.**

James H. L.— Econ. Geol., 1951, **49**, 3.

O'Rourke J. E.— Econ. Geol., 1961, **56**, 2.

Van Hise C. R., Leith C. K.— U. S. Geol. Surv., 1911, **52.**

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ КАЗАХСТАНА

И. П. НОВОХАТСКИЙ
(СССР)

Полосчатые железисто-кремнистые формации, нередко образующие крупные скопления железа, широко развиты в отложениях докембрия. Однако сходные образования разные исследователи находили и в палеозойских отложениях (O'Rourke, 1961). О'Рурке отмечает признаки, характерные для допалеозойских железисто-кремнистых формаций: полосчатость, кремнистость, крупные размеры, отсутствие обломков. Большинство названных признаков характерны для аналогичных формаций палеозоя.

Железисто-кремнистые формации значительно распространены в палеозое Казахстана, они известны в отложениях кембрия, ордовика, среднего и верхнего девона и нижнего карбона.

ФОРМАЦИИ КЕМБРИЯ

Кремнистые формации широко развиты в отложениях кембрия. Они представлены различными кремнистыми породами — яшмами, кварцитами, фтанитами, обычно связанными с основными вулканическими породами. Среди них нередки концентрации железных гематитовых и магнетитовых руд.

Месторождения Кумдыкуль (Центральный Казахстан). Район сложен основными эффузивами, туфами и кремнистыми породами, слагающими сложную антиклинальную структуру, ядро которой образовано кремнистыми породами, а крылья — порфиритами. Возраст кремнистых пород предположительно кембрийский. Толща прорвана гранитной интрузией, обусловившей метаморфизм вмещающих пород.

Кремнистые породы представлены красными яшмами, различными кварцитами, содержащими магнетитовые и гематитовые руды.

Геофизическими исследованиями установлено несколько участков магнитных аномалий, в некоторых из них оруденение подтверждено буровыми скважинами. Каждый участок сложен интенсивно дислоцированными различными кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, переслаивающимися с туфами и порфиритами. Толща собрана в сложные складки субширотного простирания с крутыми углами наклона слоев (60—85°). Местами отчетливо вырисовываются брахиформные складки.

Буровыми скважинами вскрыта рудоносная пачка магнетитовых и гематитовых кварцитов, безрудных кварцитов с прослоями туфов, порфиритов, красных яшм и кремнистых пород.

Яшмы — фиолетово-красного цвета, состоящие из скрытокристаллического кварца, пропитанного мелкими включениями гематита. Встречаются листочки серицита. В породе содержатся остатки радиолярий в виде округлых тел размером 0,05—0,2 *мм*, сложенных халцедоном и кристаллическим кварцем.

Другой разновидностью кремнистых пород являются плотные белого цвета микрокварциты, состоящие из агрегата кристаллического кварца и тонкодисперсного кремнистого вещества, местами раскристаллизованного до лучистого халцедона. Встречаются редкие чешуйки серицита. Структура скрытокристаллическая, гелевая, сферолитовая. В кремнистых породах нередко наблюдается туфовый материал.

Богатые магнетитовые руды слагают линзообразные тела в оруденелых кремнистых породах мощностью до 2—4 *м*. Иногда наблюдается переслаивание руд с туфами и порфиритами. Руды отличаются массивной и полосчатой текстурой. В них преобладает магнетит, представленный идиоморфными зернами в тонкозернистой массе, а также мелкими включениями в кварце.

Реже встречается гематит, слагающий быстро выклинивающиеся тела мощностью до 3—5 *м*. Он образует неправильной формы гелевые скопления, а также пластинки размером до 0,001 *мм*, ориентированные по слоистости. Иногда в виде вкрапленников встречаются сульфиды — пирит, сфалерит. Буровой скважиной вскрыта также залежь пирротина. В зоне окисления встречены окислы марганца.

Содержание железа в рудах достигает 25—50% при высоком содержании марганца (до 4,7% и более) (табл. 1).

Месторождение Кумдыкуль является типичным представителем вулканогенно-осадочных образований, претерпевших последующий метаморфизм. Практическое значение его невелико.

Месторождение Буруптас (Западное Прибалхашье). Западное Прибалхашье известно широким развитием отложений нижнего палеозоя, слагающих широкую полосу северо-западного простирания, разбитую крупными

Таблица 1

Химический состав руд месторождения Кумдыкуль, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	18,48	47,13	49,92	25,55	36,70	38,74	43,40
TiO_2	0,3	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,7
Al_2O_3	10,6	5,52	9,88	9,0	13,45	9,15	25,7
Fe_2O_3	65,8	33,78	26,92	31,0	27,95	24,15	27,7
MnO	4,56	3,39	4,31	7,30	4,37	10,32	5,32
CaO	4,42	13,64	3,67	8,14	5,79	4,35	3,93
MgO	1,71	3,32	2,0	1,11	1,80	2,62	2,32
SO_3	0,42	0,74	3,30	0,70	2,23	0,41	0,42
$Fe_{общ}$	59,22	30,40	24,23	27,90	25,15	21,73	24,93

разломами того же направления. Среди этих отложений выделяется сложный грабен-синклинорий протяженностью до 140 и шириной 10—20 *км*, сложенный отложениями кембрия и нижнего ордовика, ограниченный региональными разломами. В составе вулканогенно-осадочных пород, слагающих структуру, важное место занимают отложения кембрия, содержащие пластовые тела магнетитовых руд.

Один из участков Буруптас разведан буровыми скважинами. Скважинами вскрыта толща сложного состава, состоящая из нескольких горизонтов туфопесчаников, базальтов, кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников, углисто-кремнистых пород (фтанитов), известняков и магнетито-актинолитовых руд. В верхах толщи залегают плотные массивные темно-серые и бурые кварциты, сложенные скрытокристаллическим кварцем. Толща собрана в сложные складки и разбита разрывными нарушениями на ряд блоков.

Кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники слагают несколько горизонтов мощностью до 20—30 *м*, чередующихся с кремнистыми породами (фтанитами) и актинолито-магнетитовыми кварцитами. Макроскопически фтаниты — плотные породы черного цвета, состоящие из скрытокристаллического кварца, окрашенного углистым веществом.

Актинолито-магнетитовые слойки (0,05—1,0 *см*) чередуются с кремнистыми (0,2—10 *см*), образуя пачки до 5 *м* мощностью.

Базальты слагают горизонт мощностью до 35—40 *м*. Это — массивные породы темно-серого цвета с редкими вкрапленниками основного плагиоклаза. Базис стекловатый, замещен актинолитом.

Туфопесчаники — породы темно-серого цвета, состоящие из обломков базальта, сцементированных кремнисто-глинистым веществом.

Магнетито-актинолитовая руда состоит из лучистых агрегатов актинолита с идиоморфными зернами магнетита размером 0,01—0,1 *мм*. Иногда встречаются актинолито-пирротиновые руды, представляющие чередование

кремнистых и актинолито-пирротиновых прослоев. Пирротин выполняет промежутки между лучистыми агрегатами актинолита (рис. 1).

Одной из разновидностей пород являются магнетитовые туфопесчаники, встреченные в виде линзообразных тел мощностью до 30, длиной до 200—300 *м*. Макроскопически это — темно-серого цвета породы с обломочной текстурой. По составу они представляют собой туфопесчаники с актинолитом и магнетитом. Зерна магнетита размером 0,01 — 0,1 *мм*. Содержание железа в них достигает 47% (табл. 2).

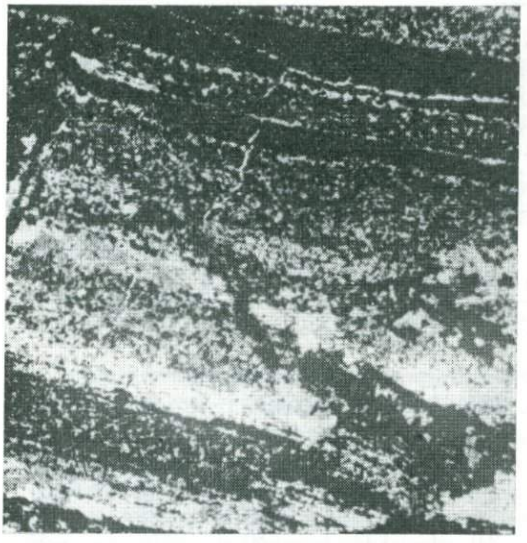


Рис. 1. Месторождение Буруптас. Полосчатая магнетито-актинолитовая руда. Темное — магнетит, светлое — актинолит. Проходящий свет, без анализатора, × 15.

Для руд характерна высокая степень метаморфизма. Ассоциация магнетито-кремнистых пород с основными вулканитами дает основание относить их к вулканогенно-осадочным образованиям. Практическое значение железного оруденения не ясно, хотя магнитные аномалии фиксируются на значительном протяжении. В этой же зоне встречены свинцово-баритовые руды.

Месторождение Тоймасшокы (Центральный Казахстан). К нижнепалеозойским железисто-кремнистым формациям относится месторождение Тоймасшокы, расположенное западнее Агадыр в Центральном Казахстане. Район месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами, предположительно кембрийскими.

Геологическое строение его (по Каримову, 1967) следующее (мощность, *м*):

В основании разреза лежат аркозовые песчаники мощностью	200—250
На них согласно залегает кремнисто-сланцевая толща, сложенная кремнисто-серицитовыми и кремнистыми сланцами, кварцитами и эффузивами основного состава	170
Кремнисто-серицитовые и кремнисто-тальковые сланцы	50
Пачка кремнисто-гематитовых руд	до 85
Кварциты с линзами гематитовых руд и пироксеновых порфиритов	до 110
Пироксеновые порфириты	до 260

Толща собрана в складки субмеридионального простирания с крутыми углами падения (50—70°) на восток. Широко развиты разрывные нарушения — сбросо-сдвиги, надвиги. Метаморфизм пород проявляется слабо.

Рудоносная пачка содержит до семи рудных тел мощностью 15—62 *м*, длиной по простиранию от 500 до 3200 *м*. Общая протяженность рудных выходов достигает 5,5 *км*.

Рудные тела пластовой формы по простиранию выклиниваются, иногда с расщеплением на ряд тонких слоев. Руды характеризуются полосчатостью от грубой до тонкой.

Основной рудный минерал — гематит, представлен двумя разновидностями — плотной, метаколлоидной, количественно преобладающей, и пластинчатой. Реже встречаются магнетит, мартит, мушкетовит. Редки пирит и халькопирит. Из нерудных минералов резко преобладает кварц, в не-

большом количестве содержится хлорит и серицит. Практически руда состоит из гематита и кварца.

Различают руды — *богатые*, содержащие (в %): Fe — 41,2—66,64 (в среднем 53,1); Mn — 0,42—10,27 (в среднем 3,76); SiO_2 — 7,78—14,4 (в среднем 10,53), и *бедные*: Fe — 6,28—38,96 (в среднем 11,0); Mn — 0,07—4,42 (в среднем 1,75); SiO_2 — 11,16—67,86 (в среднем 41,45). Руды содержат также CaO — 2,35—9,9; MnO — до 0,67; P — 0,02—2,44; S — от следов до 0,47 (в среднем 0,44).

Спектральным анализом установлены повышенные содержания меди, свинца и цинка. Обращает внимание высокое содержание в рудах марганца и фосфора.

Таблица 2

Химические анализы руд месторождения Бурултас, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	13,60	14,72	23,56	83,70	26,42
TiO_2	1,02	0,96	0,24	0,06	3,65
Al_2O_3	4,51	4,69	3,42	0,22	15,22
Fe_2O_3	46,30	43,34	36,29	6,64	2,16
FeO	29,64	29,82	27,8	6,15	15,42
MnO	0,26	1,14	0,24	0,08	0,20
CaO	1,85	1,45	4,22	1,32	7,90
MgO	1,99	2,65	2,18	0,09	4,30
Na_2O	0,10	0,10	0,36	0,04	3,00
K_2O	1,12	0,94	0,13	0,04	0,38
P_2O_5	0,29	0,58	0,34	0,12	0,47
V_2O_5	0,013	0,030	0,003	0,003	0,045
S	0,10	0,18	0,50	0,03	1,02
H_2O	0,02	0,07	0,01	0,01	0,03
П п.п.	—	—	—	—	0,46
Сумма	100,99	100,84	99,29	99,00	100,67

Ассоциация руд с порфиритами, высокая кремнистость, а также другие признаки позволяют относить их к вулканогенно-осадочным образованиям.

Месторождение Карашат (Северное Прибалхашье). Железное оруденение здесь приурочено к верхней части кремнистой толщи, сложенной кварцитами, красными яшмами с прослоями основных эффузивов. Толща несогласно перекрывается базальными гравелито-песчаными отложениями силура. Весь комплекс пород собран в сложные складки широтного простирания и прорван интрузией гранодиорита карбонового возраста. В зоне контакта кремнистые породы подверглись перекристаллизации, а содержащийся в них гематит превратился в магнетит.

На месторождении известно около 100 рудных тел, имеющих форму согласных пластовых залежей, линз и др. Размеры рудных тел по простиранию меняются от 10 до 100 *м* при мощности 0,5—1—15 *м*. Руды характеризуются ясной полосчатостью.

Основной рудный минерал — магнетит, в меньших количествах встречаются гематит и мартит.

Содержание железа в рудах меняется от 23,02 до 56,99%; марганца от 1,40 до 10,24%; кремнезема от 19,91 до 51,67%. В рудах встречается медь (тысячные и сотые доли процента) и германий (тысячные доли процента). В районе месторождения установлены магнитные аномалии с интенсивностью до 11 000 γ. По аналогии с другими это месторождение отнесено к вулканогенно-осадочным.

Отложения ордовика Казахстана характеризуются наличием железисто-кремнистых формаций.

Месторождение Косагалы-Туяк (Центральный Казахстан). Железисто-кремнистые формации приурочены к толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений среднего-верхнего ордовика, слагающих крыло Актау-Моинтинского антиклинория. В строении толщи принимают участие зеленовато-серые полимиктовые песчаники мощностью не менее 1000 *м*, серые и розовые кварциты с прослоями и линзами красных яшм и кремнистых сланцев, серицито-хлоритовые, амфибол-эпидот-хлоритовые и алевритo-глинистые сланцы. Верхняя часть свиты сложена чередованием песчаников, алевролитов и сланцев.

Толща собрана в сложные складки субмеридионального простирания. На участке Косагалы среди серицито-хлоритовых сланцев обнаружены пласты яшмокварцитов, содержащие прослои магнетитовых и гематито-магнетитовых руд. Яшмокварциты переслаиваются с рассланцованными и метаморфизованными порфиритами. Эти породы слагают антиклинальную складку длиной около 10, шириной до 3 *км*.

Таблица 3

Химический состав кремнисто-железистых пород ордовика северо-западного Каратау, %

Компонент	Коскуль		Баласаускандык
	I	II	
SiO_2	51,98	65,40	68,82
TiO_2	0,42	0,42	0,60
Al_2O_3	2,26	3,15	1,55
Fe_2O_3	26,40	16,00	10,93
FeO	—	1,01	1,15
MnO	5,85	6,00	5,40
CaO	1,37	1,64	0,55
MgO	4,65	2,19	4,25
$K_2O + Na_2O$	3,81	3,49	4,76
P_2O_5	0,57	0,34	0,23
П. п. п.	2,22	0,88	1,30
Сумма	99,53	100,52	99,54

Рудные залежи имеют пластообразную форму мощностью от 2—3 до 40 *м*, протяженностью от 250 до 2500 *м*. Установлено выклинивание некоторых из них на глубинах 150—300 *м*. Залежи магнетитовых и магнетито-гематитовых руд совпадают с местами развития микрокварцитов и красных яшм, содержащих незначительную вкрапленность магнетита.

Содержание железа в рудах 17—43,26; марганца — 1,3—3,2%. Руды представлены магнетитом, в меньшей степени гематитом, мартитом, маггемитом, пиритом и пирротином. В небольшом количестве отмечаются более поздние халькопирит, галенит, сфалерит и реже висмутин, энаргит, пентландит, борнит, халькозин и ковеллин. Основной рудный минерал магнетит слагает идиоморфные зерна и неправильной формы сростки, чаще тонкие параллельные прослойки шириной до 1 *см*.

Менее развит гематит, образующий линейно ориентированные таблички и неправильной формы пылевидные включения в кварце.

Из марганцевых минералов отмечается псиломелан в виде тонких жилок, пропитывающих породу, а также небольших конкреций на поверхности. Пирит — обычный минерал руд, образует скопления вместе с магнетитом, а также единичные зерна размером до 0,2 *мм*. В рудах установлен также пирротин в виде мелких неправильной формы образований, иногда в срастании с магнетитом, размером 0,01—0,2 *мм*. Из нерудных минералов преобладает кварц, слагающий агрегаты изометрических зерен размером до 0,1 *мм*. Он тесно связан с хлоритом и карбонатом, нередко содержит тонкую рассеянную вкрапленность магнетита. Для руд характерны полосчатая, слоистая, вкрапленная, массивная, редко брекчиевидная текстуры.

Среднее содержание железа в рудах 25,6%; марганца 1,26, серы 0,021; фосфора 0,35%. Отдельные пробы показали повышенные содержания фосфора, титана, меди, свинца, цинка, молибдена, никеля, кобальта и германия. Железные руды сопровождаются кварцитами и красными яшмами, линзы последних имеют мощность от 5 до 50 *м*. Кварциты по простиранию иногда

сменяются яшмами, содержащими магнетитовые руды. Формирование кварцитов, яшм и магнетито-гематитовых руд связано с вулканической деятельностью, выразившейся в образовании залежей эффузивов основного состава. Одной из особенностей настоящей формации является преобладание магнетита над гематитом, что объясняется воздействием на породы гранитной интрузии. Совокупность имеющихся данных позволяет отнести месторождение к метаморфизованным вулканогенно-осадочным.

Месторождение Коскуль (Северо-Западный Каратау). Одним из примеров железисто-кремнистых формаций ордовика служат кремнисто-гематитовые руды Каратау, описанные С. Г. Анкиновичем (1961). В Северо-Западном Каратау широко развиты отложения ордовика, в составе которых выделяется камальская свита (арениг), сложенная хлорито-серицитовыми, кварцево-хлорито-серицитовыми, известково-глинистыми и глинистыми сланцами мощностью до 110 *м*. Верхняя часть свиты состоит из кремнистых пород, содержащих гематито-магнетитовое оруденение. Кремнистая пачка представляет собой переслаивание темных тонкополосчатых кремнистых, углисто-кремнистых и яшмовидных сланцев, напоминающих железистые кварциты, с высоким (до 30%) содержанием железа и марганца (до 6%), хлорито-гематитовых, хлорито-кварцево-гематитовых сланцев.

Разрез пачки в районе оз. Коскуль, по С. Г. Анкиновичу, следующий (снизу вверх; мощность, *м*):

Хлорито-гематитовые сланцы	8
Кремнистые сланцы с густой вкрапленностью магнетита и гематита, с редкими зернами граната	2,2
Железистые кварциты (железа до 36, марганца до 3%)	5,0
Кремнистые сланцы с вкрапленностью магнетита и гематита с зернами граната	2,3
Тонкослоистые железистые кремнистые сланцы	5,5
Грубослоистые кремнистые сланцы с небольшим количеством тонкодисперсного гематита и пирита	20,0
Кварцево-хлорито-серицитовые сланцы с густой вкрапленностью пирита	25

Большое количество кремнезема и марганца сближает описываемые породы с аналогичными образованиями палеозоя. В районе эффузивные породы не отмечены, тем не менее связь оруденения с вулканизмом весьма вероятна.

ФОРМАЦИИ ДЕВОНА

В девонское время железисто-кремнистые формации на территории Казахстана формировались в различных структурно-фациальных зонах. Среди них отчетливо выделяются девонские формации Алтая и верхнедевонские (фаменские) формации Центрального Казахстана. Последние наиболее развиты в Успенской тектонической зоне.

Алтай. Широко известны железисто-кремнистые формации Рудного и Горного Алтая девонского возраста. Последние довольно полно описаны в работах С. С. Зимина (1959), А. С. Калугина (1959, 1964, 1965, 1969), В. А. Кузнецова (1963), Б. Н. Лапина (1963), Ю. А. Нуварьевой (1969), В. Г. Пономарева (1962, 1964), В. Е. Попова (1967) и др.

Значительная часть этих формаций находится на территории Западной Сибири, меньшая — в казахстанской части Алтая.

В региональном плане формации приурочены к стыку каледонских и герцинских складчатых сооружений, образуя пояс протяженностью свыше 300 *км* среди вулканогенно-осадочных отложений девона.

Девонские отложения представлены значительной мощности кислыми, средними и менее основными эффузивами, туфами, туффитами с пластами известняков и кремнистых пород, содержащими полосчатые гематитовые и гематито-магнетитовые руды. На огромном протяжении состав эффузивов часто меняется, сохраняя при этом большую мощность.

Железисто-кремнистые формации встречаются в различных отложениях девона, особенно в среднем девоне (эйфельский ярус). Разные исследователи устанавливают связь железисто-кремнистых формаций с эффузивами кислого и среднего состава, а также с основными вулканитами (Нуварьева, 1969).

Вмещающими оруденение породами обычно служат туфы кислого, реже основного состава, кварцево-серицитовые и кварцево-гематитовые сланцы. Они вместе с рудами претерпели относительно слабый метаморфизм (фации зеленых сланцев). На некоторых месторождениях проявляется контактовый метаморфизм. Кремнистые породы (яшмы и др.) встречаются не на всех месторождениях.

Таблица 4

Химический состав железных руд некоторых типичных месторождений Алтая, %

Компонент	Месторождение Коргонское (Попов, 1967)	Месторождение Холзунское (по Э. Г. Кассандрову)
SiO_2	27,38	26,67
TiO_2	0,26	1,07
Al_2O_3	7,42	6,31
Fe_2O_3	53,71	38,60
FeO	5,66	17,13
MnO	Сл.	0,14
CaO	0,11	2,53
MgO	0,20	0,06
K_2O	2,60	1,13
Na_2O	0,76	1,65
SO_3	0,22	0,07
P_2O_5	0,05	0,18
H_2O	0,12	—
П. п.п.	0,92	1,56
Сумма	100,07	—

Железистые кварциты нередко представлены несколькими пластами (Коргонское — 5—7 пластов, Холзунское — 3 пласта). Протяженность рудных тел по простиранию весьма изменчива — от десятков до 500—3500 *м* (Коргонское) при мощности от нескольких до 20—30 *м*. Общая протяженность рудных зон измеряется километрами (6 *км* на Коргонском, более 30 *км* на Холзунском).

Главным рудным минералом является гематит, менее развит магнетит. Из нерудных минералов в рудах резко преобладает кварц (табл. 4).

Общими признаками для алтайской железисто-кремнистой формации являются: а) пластовая и линзообразная форма рудных тел; б) гематитовый и гематито-магнетитовый состав руд; в) полосчатость руд; г) высокая кремнистость руд, иногда выраженная наличием кремнистых пород — яшм, кварцитов; д) связь с вулканогенными породами; е) иногда повышенные количества марганца и фосфора.

Для них характерна линейная закономерность распространения, проявляющаяся регионально на значительном протяжении.

Большинство исследователей железисто-кремнистые формации Алтая относят к вулканогенно-осадочным образованиям с наложенным последующим метаморфизмом.

Железисто-марганцевая кремнистая формация верхнего девона Центрального Казахстана развита в отложениях фаменского яруса верхнего девона в Центральном Казахстане. Наиболее полно она представлена в Успенской тектонической зоне, в которой ряд синклиналей, сложенных морскими отложениями верхнего девона и нижнего карбона, образуют прерывистую полосу протяженностью около 300 *км*. Железисто-марганцевая формация занимает в них строго определенное стратиграфическое положение, находясь в верхней части фаменских отложений, представленных преимущественно известняками. Наиболее хорошо она развита в Атасуйском рудном районе, где с ней связаны весьма крупные месторождения — Каражал, Ктай, Жумарт, Жайрем, Камыс и др. Отложения верхнего девона и нижнего карбона здесь слагают крупную синклиналь (мульду) ложной конфигурации (рис. 2). Общая мощность этих отложений 1200 *м*. Важное место занимают вулканогенные породы основного и щелочного состава. Они установлены в Каражале, Жайреме и других местах, где слагают согласные тела, иногда значительных размеров. На западе Каражала обнаружено межпластовое тело базальтового состава размером 2800 × 400 *м*, мощностью десятки метров. К востоку базальты сменяются крупнообломочными туфами и еще вос-

точнее представлены маломощными прослоями туфов и туффитов. С уменьшением количества вулканитов обычно уменьшается и кремнистость пород. На месторождении Жайрем вулканические породы представлены лавами и туфами основного и щелочного состава, залегающими в основании рудоносной толщи. Мощность вулканических тел достигает 150 *м*. С уменьшением в породах вулканического материала обычно исчезают и железо-марганцевые руды.

Железные и марганцевые руды приурочены к верхам фаменских отложений, они прослеживаются с перерывами на всем протяжении структуры.

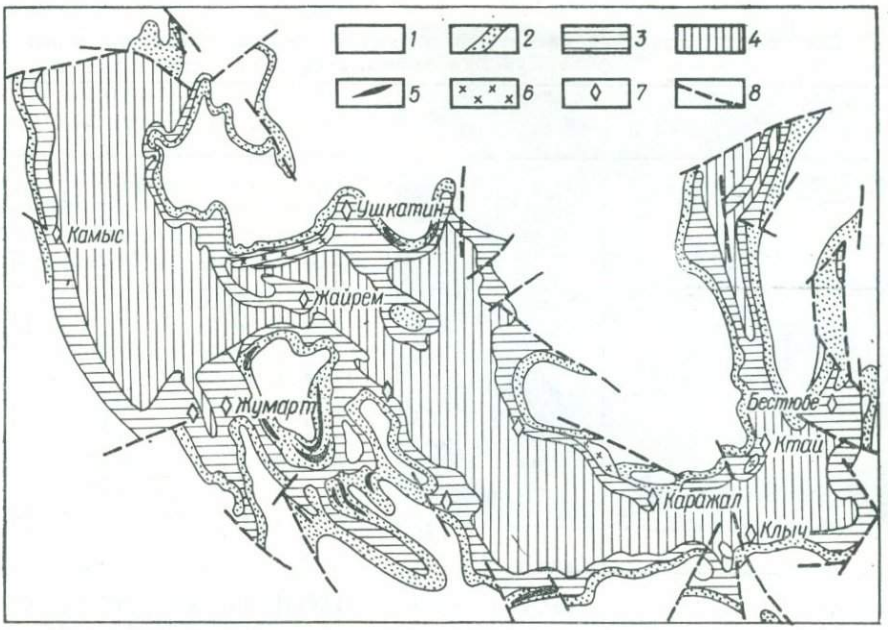


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Атасуйского района (Центральный Казахстан):

1 — доверхнеордовикские отложения; *2* — красные песчаники и конгломераты, франский ярус верхнего девона; *3* — карбонатно-кремнистые отложения фаменского яруса верхнего девона; *4* — карбонатно-глинистые отложения каменноугольного возраста; *5* — базальты; *6* — малые интрузии габбро-диабаза; *7* — железо-марганцевые месторождения; *8* — сбросы.

Рудоносная толща сложена кремнистыми известняками с гематито-магнетитовыми и браунито-гаусманитовыми рудами, чередующимися с красными яшмами и другими кремнистыми породами. В рудоносной толще выделяются две пачки, разделенные безрудными известняками мощностью до 20—75 *м*. Нижняя пачка, мощностью 300—100 *м*, более четко выделяется на западе синклинали. С ней связаны месторождения Камыс, Жумарт, Жайрем. Верхняя пачка, мощностью 30—90 *м* и более, прослеживается на востоке структуры, к ней приурочены месторождения Каражал, Ктай, Клыч и др. Рудоносная толща характеризуется высокой кремнистостью, выраженной кремнистыми известняками, алевролитами и красными яшмами. Железные и марганцевые руды чаще встречаются раздельно, чередуясь друг с другом и отделяясь слоями известняков.

Нередко наблюдаются фациальные переходы одних руд в другие: гематито-магнетитовые руды с яшмами сменяются окисными марганцевыми, последние в свою очередь переходят в слабо оруденелые известняки. Наряду с железными и марганцевыми рудами на некоторых месторождениях встречаются как сингенетические, так и эпигенетические свинцово-баритовые руды. Рудные залежи отличаются сложным строением и состоят из серии выклинивающихся рудных слоев и линз, чередующихся с красными яшмами, кремнисто-карбонатными породами, известняками и туффитами. Мощность

отдельных слойков изменяется от долей до 1—3 *мм*. Чередование их придает рудам характерную полосчатость. Отдельные слои характеризуются мономинеральным составом (магнетитовые, гематитовые, якобситовые, браунитовые), преобладают руды гематито-магнетитовые. Руды участвуют в складчатости и рассматриваются как сингенетические образования, они претерпели сравнительно слабый метаморфизм и нередко содержат наложенную более позднюю баритовую, сульфидную и силикатную минерализацию.

Наиболее крупным месторождением Атасуйского района является Каражал, расположенное на северном борту синклинали. Согласная рудная

Таблица 5

Химический состав железных и марганцевых руд и сопровождающих пород Атасуйского района, в %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	8,74	20,32	6,69	7,86	61,10	50,80
TiO_2	0,31	0,22	0,35	0,16	0,25	0,38
Al_2O_3	2,46	2,94	1,00	4,22	0,30	7,19
Fe_2O_3	78,27	4,96	73,13	4,32	34,09	5,32
FeO	1,16	Не опр.	0,53	0,72	0,76	0,68
MnO	Не опр.	36,48	0,20	46,09	0,29	0,20
CaO	3,12	3,16	0,23	13,63	1,39	17,03
MgO	0,41	0,32	—	1,14	0,22	0,97
BaO	3,60	—	10,43	—	—	0,30
Na_2O	0,13	0,75	0,05	0,10	0,30	0,56
K_2O	Нет	0,55	0,25	0,16	0,14	2,47
P_2O_5	0,25	0,16	0,13	0,09	0,03	0,11
SO_3	1,98	0,05	5,62	—	0,13	0,18
CO_2	—	—	—	21,63	1,76	—
H_2O	Не опр.	—	Не опр.			1,15
П. п. п.	0,02	1,86	—	—	—	13,11
Сумма	100,65	99,83	100,13	100,43	100,76	100,40

Примечание: 1 — железная руда, Каражал; 2 — марганцевая руда, Каражал; 3 — гематитовая руда с баритом (Ктай); 4 — карбонатно-окисная марганцевая руда, Ктай; 5 — железистая чшма, Ктай; 6 — железистая кремнисто-карбонатная порода, Каражал.

залежь здесь протягивается в широтном направлении на 5 *км* со склонением на запад под углом 10—15°. Мощность ее в среднем составляет 20—30, достигая местами 60 *м*. Она сложена в основном гематито-магнетитовыми рудами. Марганцевые руды приурочены к участкам выклинивания железных руд, а также окаймляют последние. Мощность их достигает 10 *м*. Состав их браунито-гаусманитовый, а в зоне окисления — псиломелан-пиролюзитовый. В восточной части месторождения встречаются карбонатные марганцевые руды.

Главные минералы железных руд — гематит и магнетит, менее развиты сидерит, мушкетовит, маггемит, гетит. Марганцевые руды состоят из браунита, гаусманита, якобсита; окисленные — из псиломелана и пиролюзита; карбонатные — из манганокальцита. Из нерудных широко развиты кальцит, кварц, барит, хлорит, альбит и др. (табл. 5).

На Каражале богатые железные руды содержат (в %): Fe — 62 (среднее 55,6); Mn — до 2,48 (среднее 0,3); SiO_2 — 6,6—20,8 (среднее 12); P — 0,01—0,61 (среднее 0,05). Марганцевые руды: Fe — 0,25—12,8 (среднее 4,8); Mn — 15—38 (среднее 27,2); SiO_2 — 7,9—34,2 (среднее 15,7); P — 0,01—0,007 (среднее 0,018).

Для руд характерны элементы-примеси: свинец, цинк, сурьма, мышьяк, кадмий, барий, ртуть, таллий, германий.

Особенностью месторождений Атасуйского района, как и других аналогичных структур Успенской тектонической зоны, является наличие на некоторых из них эпигенетического барито-свинцово-цинкового оруденения, свя-

занного с внедрением по разломам небольших интрузий и местами достигающего промышленных размеров.

Полосчатые магнетито-гематитовые руды, иногда с марганцевыми, установлены и в других синклинальных структурах, расположенных восточнее Атасуйского района; размеры месторождений значительно уступают последним. Сингенетические руды иногда бывают сильно изменены последующими процессами, однако сохраняют первичную полосчатость и минеральный состав.

Условия образования гематито-магнетитовых и браунит-гаусманитовых руд Атасуйского района и сходных других районов долгое время были предметом дискуссий. В настоящее время после детального изучения большинство исследователей считает их вулканогенно-осадочными, связанными с вулканитами основного состава, претерпевшими метаморфизм в результате складчатости. Обращает внимание закономерная приуроченность железного и марганцевого оруденения к морским отложениям фаменского яруса верхнего девона, проявляющаяся регионально на территории Центрального Казахстана.

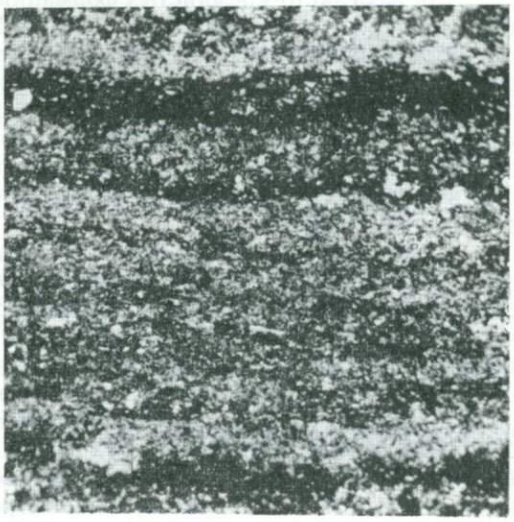


Рис. 3. Месторождение Елтай. Полосчатая магнетитовая руда. Темное — магнетит, светлое — кварц. Проходящий свет, без анализатора, ×15.

ФОРМАЦИЯ КАРБОНА

Менее развиты железисто-кремнистые формации в отложениях карбона Казахстана. Последние установлены в районе развития магнетитовых метасоматических месторождений Тургая. Наиболее отчетливо формация проявляется в группе Елтайских месторождений (Чугуевская и Новохатский, 1968). Здесь кремнисто-гематитовые и кремнисто-магнетитовые полосчатые руды обнаружены среди туффитов основного состава нижнего карбона (C_1 v—n), в которых слагают согласные, выдержанные по простиранию, пластообразные тела. Размеры отдельных рудных тел достигают в длину 60—300 *м* при ширине 40—180 *м*, с суммарной мощностью рудных слоев 13—30 *м*. Руды характеризуются тонкой зернистостью, микрополосчатой, иногда микроплойчатой текстурой. Для них характерна четкая ритмичность, выраженная чередованием магнетитовых и нерудных прослойков мощностью 0,5—3 *мм*. Мощность ритмов достигает 3 *см* и более (рис. 3).

Химический состав полосчатых руд Елтая следующий, %

	I	II		I	II
Fe	38,90	47,06	MgO	0,92	2,63
SiO_2	26,00	33,66	Na_2O	0,81	2,10
TiO_2	0,06	0,46	K_2O	0,08	1,44
Al_2O_3	0,22	4,60	P_2O_5	0,03	0,25
Fe_2O_3	36,70	41,56	V_2O_5	До 0,03	До 0,03
FeO	15,34	23,50	Ni	До 0,01	До 0,01
MnO	0,02	0,07	Co	До 0,015	До 0,015
CaO	2,56	3,84	S	До 0,64	До 0,64

Из рудных минералов преобладает магнетит, образующий изометричные зерна размером около 0,01 *мм*. Магнетит нередко обрастает слабо раскристаллизованным кварцем, пропитанным тончайшим гематитом. В нерудных слойках магнетит встречается в ассоциации с альбитом и флогопитом в виде

сферических, перекристаллизованных сгустков. Иногда минерал представлен гематитом.

Аналогичные сингенетичные образования магнетита и гематита в ассоциации с кремнистыми породами наблюдаются и на других месторождениях Главного железорудного пояса Тургая. Размеры оруденения обычно невелики. Тесная связь гематито-магнетитового оруденения с вулканическими породами указывает на вулканогенно-осадочное образование.

ВЫВОДЫ

Для железисто-кремнистых формаций палеозоя Казахстана характерны те же признаки, намеченные O'Rurke (1961), что и для аналогичных кембрийских образований — полосчатость, кремнистость, отсутствие детритуса, иногда — большие размеры. Намечаются новые признаки, отчетливо проявляющиеся на всех месторождениях. Первый признак — связь железистых формаций с вулканизмом, преимущественно основного состава. Этот признак практически повторяется во всех рассмотренных палеозойских формациях. С основными вулканитами тесно связано образование кремнистых пород, в том числе красных яшм.

Второй признак — повышенное содержание марганца, иногда достигающее уровня промышленных скоплений. Этот признак практически повторяется на всех рассмотренных объектах, кроме Елтая, особенно отчетливо — на рудах атасуйского типа. Для некоторых формаций устанавливается также повышенное содержание фосфора. Из элементов-примесей в рудах отмечается повышенное количество бария, свинца, цинка, германия и др. Важную роль в формировании формаций играет последующий метаморфизм, нередко значительно меняющий состав руд и пород. Особенно отчетливо это проявляется в актинолито-магнетитовых рудах Буруптаса, напоминающих силикатно-магнетитовые руды некоторых месторождений докембрия. Контактовый метаморфизм железисто-кремнистых формаций также вносит существенные изменения, выражающиеся прежде всего в преобразовании гематита в магнетит. Связь железисто-кремнистых формаций палеозоя с вулканитами не случайна, она хорошо объясняется положением их в складчатых зонах, нередко имеющих значительную протяженность, указывающую на геосинклинальный характер образования.

Сравнивая палеозойские железисто-кремнистые формации с аналогичными допалеозойскими, можно сказать, что они имеют много общего с алгоманским типом, выделенным Г. Гроссом (Gross, 1965) для докембрия Канады или для зеленокаменного типа Карсакпая, по М. Маркову (1959).

ЛИТЕРАТУРА

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. 1. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. «Наука» КазССР Алма-Ата, 1967.

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

Зимин С. С. (1959).— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Калинин В. В. Железо-марганцевые руды месторождения Каражал. «Наука», М., 1965.

Калугин А. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной обл., 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Калугин А. С.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Международн. геол. конгресс, XXII сессия, «Недра», М., 1964.

Калугин А. С.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.

Калугин А. С., Иванов В. И. Труды СНИИГГИМС, 35. «Недра», М., 1964.

Каюпова М. М.— Изв. АН КазССР, 1960, серия геол., 2.

Неуварьева А. С. Труды СНИИГГИМС, 90. «Недра», Новосибирск, 1969.

Новохатский И. П.— В кн.: Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Новохатский И. П. Там же.
Попов В. Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. «Недра», М., 1967.
Пономарев В. Г. Труды СНИИГГИМСа, 35. «Недра», М., 1964.
Сапожников Д. Г. Труды ИГЕМ, 89. «Наука», М., 1968.
Чугуевская О. М., Новохатский И. П., Трофимов Н. А. ДАН СССР, 1968, **178**, 1.
Gross G. A.— Geol. Surv. Can. Rep., 1965, **1**, 22.
O'Rourke J. E.— Econ. Geol., 1961, **56**, 2.

Гросси Сад: Являются ли железистые кварциты (кварц-гематитовые руды) хемогенными или кластогенными образованиями?

И. П. Новохатский: Большая часть кварца и гематита в рудах является химическими осадками. В некоторых месторождениях Казахстана часть кварца представлена кластогенным материалом (Темирская рудная зона).

Гросси Сад: Какие причины обусловили слоистость железных руд Казахстана?

И. П. Новохатский: Слоистость железных руд является результатом неравномерности поступления материала в бассейн осаждения и обусловлена различными причинами.

Гросси Сад: В каких минералах руд содержится германий?

И. П. Новахатский: Германий содержится преимущественно в магнетите и гематите.

Р. Т. Брандт: Каков процент железистых кварцитов с содержанием железа свыше 60%? Каковы на месторождении Балбраун особенности зон с высоким содержанием железа?

И. П. Новохатский: Количество железистых кварцитов с содержанием железа свыше 60% невелико. Руды с высоким содержанием железа — гематитовые руды— приурочены к узким синклиналям.

Р. Фрич: В железных рудах месторождения Ащитасты содержится от 0,4 до 1% фосфора. С какими минералами он связан?

И. П. Новохатский: Фосфор в этих рудах связан с апатитом.

Р. Фрич: Какое соотношение между гематитом, мартитом и магнетитом в рудах?

И. П. Новохатский: Магнетит является более поздним по отношению к гематиту. Мартит — обычный минерал зоны гипергенеза.

А. М. Гудвин: Каков химический состав вулканических пород? Относятся ли они к толеитам?

И. П. Новохатский: Состав вулканических пород палеозойских формаций различен. Среди них наблюдаются породы от базальтов, в том числе щелочных с преобладанием натрия (Буруптас) до андезито-базальтов (Элтай).

Е. Рибейра: Вы говорили о марганцевых рудах, в которых среднее содержание марганца очень низко (27,2%), а содержание кремния в этих рудах велико (15,7%). Как Вы используете эту руду?

И. П. Новохатский: Руды с указанным содержанием пока не используются.

А. С. Калугин: Содержит ли палеозойская железная формация руды с оолитовой разностью?

И. П. Новохатский: Палеозойские железисто-кремнистые формации Казахстана не содержат оолитовых разностей.

Ю. К. Перри: Хороша ли обнаженность месторождений Атасуйской группы или же ей препятствует выветривание?

И. П. Новохатский: На большинстве месторождений Атасуйской группы обнаженность хорошая, однако на некоторых развита кора выветривания (до 40—100 *м*).

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РУД ТИПА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЛТАЯ

А. С. КАЛУГИН
(СССР)

В девонских складчатых вулканогенно-осадочных толщах Алтая в Западной Сибири и Восточном Казахстане находятся месторождения гематитовых, магнетито-гематитовых и магнетитовых руд типа железистых кварцитов. Их исследование дает некоторые новые сведения для познания источни-

ков вещества, условий и механизма рудообразования, явлений диагенеза, эпигенеза и метаморфизма подобных руд вообще.

Многие железорудные месторождения Алтая труднодоступны и поэтому еще не разведаны. Их геологические запасы оцениваются в 3 млрд. *т*.

Рудоносная область входит в герцинскую складчатую структуру Алтая и относится к типу внутренних островных вулканических дуг или окраин морского бассейна ранне-среднедевонского времени. Проявления оруденения

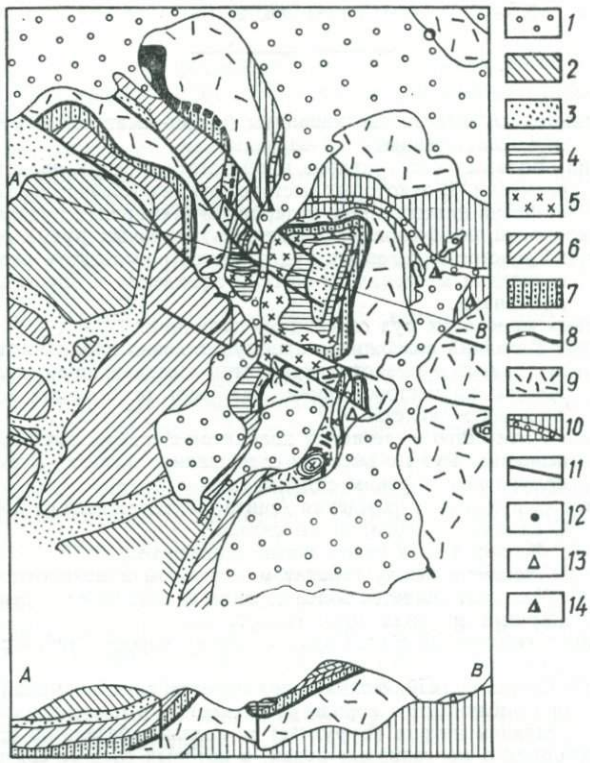


Рис. 1. Геологическая карта и разрез (*AB*) Водопадного месторождения гематитовых руд в Юго-Восточном Алтае (составил А. С. Калугин): *1* — аллювий, делювий, пролювий, морены, снег и фирн (Q); *2—6* — песчаники, алевролиты и пестроцветные конгломераты, туффиты, прослои водорослевых известняков, брекчии с обломками гематитовой руды (D_2^2); *7* — вулканомиктовые песчаники, гравелиты и туффиты, местами с обломками гематитовой руды, доломитизированные известняки с кораллами, брахиоподами и водорослями (D_2^1); *8* — гематитовые руды ритмично-слоистые с крупными остатками наземных растений ($D_1^2 - D_2^1$); *9* — игнимбриты, туфы, редкие потоки кварцевых порфиров и кератофиров, красноцветные алевролиты, тефролиты (D_1^2); *10* — алевролиты, кварцевые песчаники, конгломераты с кварцевой галькой, карбонатные прослои с брахиоподами, мшанками и трилобитами (S_1); *11* — дизъюнктивные нарушения; *12* — флора (D_1^2); *13* — фауна (D_2^1); *14* — фауна (S_1).

наблюдаются на территории длиной 600 *км* при ширине до 150 *км*, но железоносные отложения сохранились здесь от денудации на площади не более 20 тыс. *км*^{2}. Руды прослеживаются преимущественно в морских туфитовых пелито-алеврито-псаммитовых литофациях, исчезая там, где появляются грубообломочные, карбонатные и терригенно-карбонатные осадки открытого моря или же континентальные отложения. Относительно полно выходы руд изучены на протяжении около 50 *км*.

Разрез наименее метаморфизованных гематитовых руд Юго-Восточного Алтая следующий (рис. 1).

Подрудные отложения. Основание разреза слагает складчатая толща кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и конгломератов с остатками морской фауны нижнего силура. Выше залегает единственный в районе лавовый поток миндалекаменного диабаза. На месторождении Водопадном на породах силура наблюдался пласт древней делювиальной брекчии, ниже которой породы разбиты трещинами и характеризу-

Химический состав железных руд Алтая

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	72,07	74,37	68,20	32,08	44,90	41,31	27,98
TiO_2	0,34	0,41	0,78	0,37	0,47	0,27	0,26
Al_2O_3	12,73	10,78	14,92	7,01	7,34	7,23	7,42
Fe_2O_3	3,51	5,31	7,14*	54,99	40,62	45,78	53,71
FeO	1,66	1,83	—	1,57	1,80	0,65	5,66
MnO	0,06	0,03	0,06	0,03	0,026	0,01	Сл.
MgO	0,73	0,77	0,88	0,41	0,72	0,74	0,20
CaO	0,97	0,24	0,38	0,18	0,36	0,21	0,11
Na_2O	1,03	0,12	0,32	0,15	0,24	0,61	0,76
K_2O	4,04	3,70	4,26	1,99	2,04	1,54	2,60
P_2O_5	0,12	0,05	0,17	0,08	0,062	—	0,05
H_2O	0,68	0,17	0,21	—	0,36	—	—
S	—	—	—	0,10	0,003	—	0,09
П. п. п.	2,57	0,98	2,68	1,25	1,19	1,26	0,92
$Fe_в$	3,73	5,13	5,00	39,79	29,84	32,53	42,00

1 — игнимбриты и туфы риолитовых порфиров. Месторождения Калгутинское, Водопадное, Эльбесин и Зыряновское. Подрудная наземная часть разреза. Среднее из 16 анализов; 2 — туффит из ритмичнослоистой гематитовой руды. Месторождения Калгутинское, Водопадное, Эльбесин. Среднее из 11 анализов; 3 — нерудная часть прослойков гематита, пересчитанная на 100% после замены $Fe_2O_3 + FeO$ на сумму тех же окислов в соседних прослойках туффита. Месторождения Калгутинское, Водопадное, Эльбесин. Среднее из 10 анализов; 4 — гематитовые слойки. То же, что 3; 5 — гематитовая ритмичнослоистая убогая руда. Водопадное месторождение; 6 — гематитовая руда. Калгутинское месторождение; 7 — магнетит-гематитовая руда. Коргонское месторождение.

* Fe_2O_3 валовое.

ются скорлуповатой отдельностью, обусловленной древним субаэральным выветриванием.

Выше делювиального щебня и диабаза или непосредственно на силурийских породах залегают витрокристаллокластические игнимбриты и туфы кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров (см. таблицу). Их крупные обломочные зерна сложены кварцем, кислым плагиоклазом (альбитом), калиевым полевым шпатом, встречаются биотит и обломки пород туфового и эффузивного облика.

Под микроскопом видны обломки девитрифицированной пемзы, апатита, циркона, амфибола, титаномагнетита, ильменита, пироксена (рис. 2). Наблюдается сваривание витрокластики и кристаллических обломков в псевдофлюидальную массу с микрофельзитовой, реже микросферолитовой структурой.

В нижней части пачки игнимбриты содержат обломки силурийских песчаников и алевролитов, а также пород эффузивного облика, местами растянутые и по краям перекристаллизованные. Здесь же встречаются обломки туфовидных пород с текстурой фиамме.

На месторождении Водопадном сваренные туфы имеют характерную для игнимбритов призматически-столбчатую отдельность и содержат бомбы размером до 20 *см*.

Мощность пачки игнимбритов и туфов в зависимости от неровностей их ложа и глубины размыва изменяется от десятков до сотен метров.

Эти породы, по данным геологических съемок, занимали в Юго-Восточном Алтае площадь более 10 тыс. $км^2$. Они рассматриваются как отложения раскаленных туфовых потоков катмайского типа. В отдельных разрезах

среди игнимбритов и туфов есть пласт красных алевролитов, встречаются линзы дресвяников и тела кварцевых кератофиров.

В породах туфово-игнимбритовой пачки широко распространено крайне неравномерное по интенсивности замещение обломочных железистых минералов — титаномагнетита, ильменита, биотита, амфиболов и всей массы стекла гидрослюдой, кварцем, кальцитом, магнезиальным хлоритом, лейкоксеном и анатазом. Здесь же наблюдаются новообразования гематита, а в верхней части туфов часто встречаются пятна, прожилки и жилы колломорфного гематита с яшмоидами, зоны глубокой гидрослюдизации, жилы барита. Сосредоточение отложений гематита в верхней части туфов указывает на миграцию значительных масс железа к дневной поверхности. Источником железа были, вероятно, не только высокожелезистые минералы, но и вся масса игнимбритов и туфов, включая стекло, растворимые соединения, газы и пр.

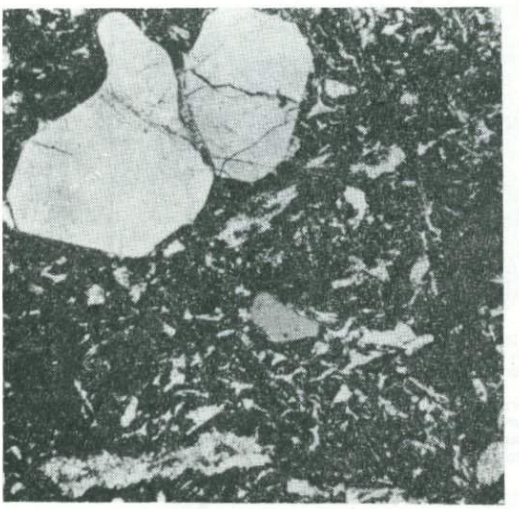


Рис. 2. Кристалловитрокластический частично сваренный туф риолитового порфира с зернами кварца, биотита и обрывками пемзы в микрофельзитовой основной массе. Щлиф. Николи+. × 37.

Эти изменения игнимбритов и туфов мы сопоставляем с явлениями поствулканического гидротермального метаморфизма пород в областях современного наземного эксплозивного вулканизма — типа аргиллизации, сопровождающейся массовым выносом на дневную поверхность железа, с гидрослюдизацией, местной опализацией и лимонитизацией пород (Зеленов, 1960; Ивао, 1965; Набоко, 1961). По экспериментальным данным, основная часть железа выносится из силикатных пород — гранитов и диоритов уже на самых ранних стадиях их кислотного выщелачивания, до каолинизации и даже гидрослюдизации (Казицын и др., 1968).

Итак, к моменту отложения руд типа железистых кварцитов в девоне в Юго-Восточном Алтае существовали обширные субаэральные поля игнимбритов, туфов и эффузивов, где происходил вынос железа к дневной поверхности кислыми вадозно-вулканическими водами и, возможно, более глубинными гидротермами и газами. Поля вулканических пород Юго-Восточного Алтая в результате аргиллизации и выноса только одной четверти содержавшегося в них железа из пачки мощностью всего 50 *м* могли дать 12,5 млрд. *т* железа.

Железорудная свита. Базальная пачка кластических пород. На месторождениях Юго-Восточного Алтая наземные игнимбриты и туфы перекрываются псаммитовыми, гравийными, изредка алеврито-пелитовыми слоистыми породами. Эти породы состоят в основном из слабо окатанных зерен кварца, кислых плагиоклазов, калиевого полевого шпата, титаномагнетита и циркона из подстилающих туфов. Поскольку они содержат также пирокластические породы в виде рогулек и обломочков пемзы, мы называем их туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками и т. д. Преобладание в туффитах не обломков, а зерен подстилающих туфов указывает на размыв верхней неспекшейся и нелитифицированной массы типа тефры.

Породы базальной пачки отличаются обычно нечеткой горизонтальной, местами градационной и редко косой и косоволнистой слоистостью.

Кверху в туффитах размеры зерен уменьшаются от дресвы до песка и

алеврита. В более тонкозернистых слоях наблюдается обогащение гематитом, указывающее на участие рудного вещества в механической дифференциации осадков.

РУДНАЯ ПАЧКА

Морфология пластов. Кластические породы базальной пачки быстро сменяются кверху гематитовыми рудами с преобладающей горизонтальной ритмичной слоистостью и более тонкими кластическими образованиями. Мощность рудной пачки достигает 65 *м* (обычно 10—15 *м*). Во многих местах пачка размыта и перекрыта песчаниками или гравелитами с обильными взвешенными обломками рудных прослойков. Благодаря горному рельефу руды прослеживаются на глубину до 800—1000 *м* при протяженности до 15 *км*. В рудной пачке есть до 5—7 пластов с содержанием железа 30—35%. В более тонкозернистых литофациях содержание железа возрастает до 40—45%.

Рудные пласты разделяются нередко превосходящими по мощности туффитами, обычно более крупнозернистыми, чем их прослои в рудах. Некоторые межрудные пласты отличаются ритмически повторяющейся одно-

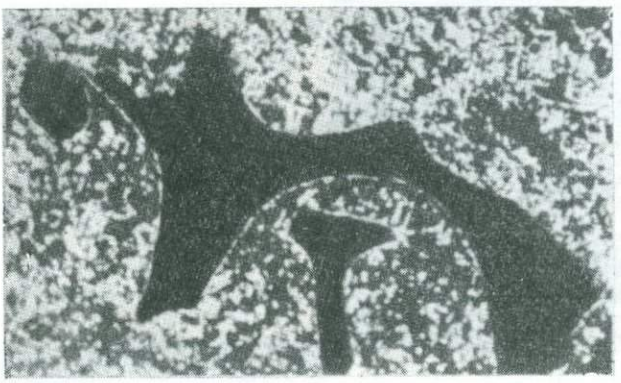


Рис. 3. Частицы пепла с тонкой каемкой полусфер гематитовых микросферолитов в слоистой гематитовой руде. Аншлиф. × 700.

направленной косой и выше отсортированной — градационной слоистостью. Они содержат рваные и расплывшиеся куски породы того же состава. В песчаниках встречаются крупные остатки наземных растений высокого яруса девона — *Drepanophucus gaspianus* (D o w s o n) S t o k m. (Калугин, 1964, 1969). Очевидно, эти осадки отложились суспензионными потоками, двигавшимися со стороны суши.

В псаммито-алевритовых литофациях встречаются руды с оползневыми пластическими и разрывными нарушениями. В последнем случае развиваются брекчии с рваными кусками и детритом рудных слоев в туффитовом цементе

Замечено, что опрокидывание оползней и, следовательно, общее смещение взмученных масс происходило в сторону более тонкозернистых литофаций рудной пачки. Участками встречаются желоба размыва, заполненные хаотически перемешанными рваными кусками руды и расплывшегося туффита в обильной дресве из подстилающих руды туффитов и туфов. Все это показывает, что размыв проникал до лежащего бока руд и развивался со стороны суши, скорее всего под влиянием линейных течений с образованием грязевых потоков.

Минералогический и химический состав. Нерудные слойки и пласты в рудах состоят в основном из перемытых вулканокластических продуктов, подстилающих туффиты и туфы.

Наличие осколков, рогулек и пузырчатой ткани позволяет отнести породы межрудных пластов и слойков к туффитам — туфопесчаникам, туфоалевролитам и туфоаргиллитам. Среди новообразований в туффитах преобладают гидрослюды и кварц, встречаются хлориты, карбонаты, анатаз, турмалин, апатит, пирит и барит. Рентгеноструктурным анализом обнаружены каолинит и монтмориллонит.

По химическому составу туффиты отличаются от подстилающих игнимбритов и туфов более высоким отношением калия к натрию, кремнезема и титана к глинозему, магнезии к извести. Содержание железа обычно не превышает 5% при значительно более высоком отношении закиси к окиси, чем в рудных слойках.

Рудные слойки состоят в основном из тонкослоистого плотного гематита. Под микроскопом гематит имеет микро- и крипточешуйчатые структуры с реликтами пелитоморфных масс и сферических телец размером сотые и тысячные доли миллиметра. Гематит часто образует каемки из микроскопических полусфер вокруг кластических зерен, в том числе и околопепловых витрокластических образований (рис. 3). Редкие рудные слои и пропластки в рудной пачке сложены железистыми карбонатами.

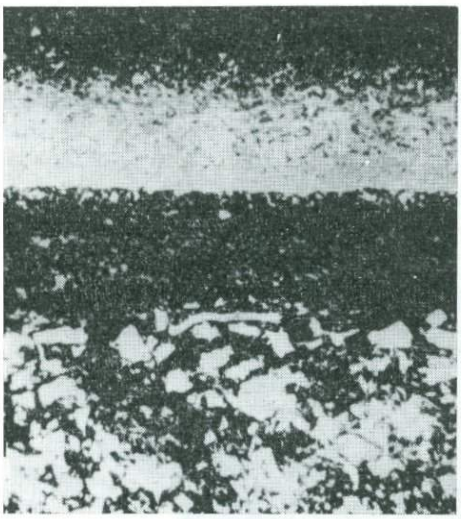


Рис. 4. Чередующиеся слойки туффита и гематита в ритмично-слоистой гематитовой руде. В основании верхнего слойка туффита заменен размыв. Шлиф. × 50.

В карбонатно-глинистых литофациях найдены конкреции гематита с ядром из железистых карбонатов. Практически во всех без исключения рудных слойках наблюдаются тонкие оболочки кварца и витрокластических образований, замещенных гидрослюдой и кварцем (рис. 4).

В некоторых пластах слоистой гематитовой руды, особенно с брекчиями из рудных обломков, наблюдается ее замещение плотным волнисто-псевдослоистым гематитом, гидрослюдой и кварцитом, причем последние минералы образуются в результате разложения силикатных кластических рудных и межрудных слойков. Предполагается, что здесь первоначально были слои сульфидов железа с вулканокластическими породами, претерпевшими впоследствии окисление с образованием гидратов окиси железа и разложением вулканокластических продуктов в опал и глинистое вещество подобно тому, как в современных кратерных и кальдерных осадках, в чередующихся слоях мельниковита и серы.

В рудных слойках часто встречаются аутигенные новообразования турмалина, рост которых происходит за счет примеси глинистого вещества и тонкой кластики. Известно, что бор хорошо сорбируется гидратами окиси железа и глинами типа гидрослюды, а турмалин легко синтезируется в богатых щелочами и бедных известью алюмосиликатных средах при температурах до 250° С. Анализами в рудах установлена акцессорная примесь мышьяка, сурьмы, бора, значительные содержания бария.

Гематитовые руды Юго-Восточного Алтая содержат много щелочей, особенно калия, глинозема и двуокиси титана, что связано с продуктами перемыва туфов и туффитов.

Текстуры, условия и механизм отложения руд. Наименее метаморфизованные гематитовые руды Алтая характеризуются ритмичной горизонтальной слоистостью с чередованием прослойков туффита и тонкослоистого гематита обычно мощностью 0,5—1,0 *см* (рис. 5).

Наряду с преобладающей ритмичной слоистостью в рудах Алтая встречаются и другие текстуры. Наибольшим разнообразием отличаются руды с прослоями псаммитовых туффитов. В них встречаются трещины усыхания (Калугин, 1969), рябь волнения (рис. 6), полости газовых пузырей, отпечатки кристаллов галита, указывающие на отложение осадков, мелководье, включая зону литорали и осушения.

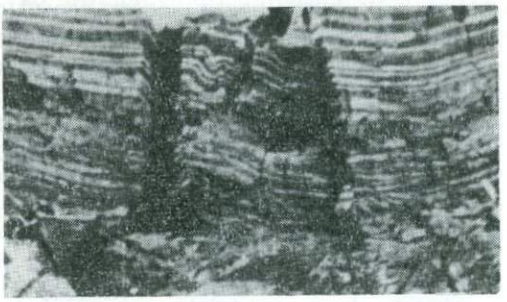


Рис. 5. Гематитовая руда с крупной ритмичной горизонтальной слоистостью типа «рудного флиша». Темные крупные слойки — микрослоистый гематит с примесью тонкого пепла, кварца и гидрослюды; светлые — состоят из туфоаргиллита и туфоалевролита. Обнажение. Высота 1,2 *м*.

Таким образом, главным источником вещества в рудных осадках была суша. Это подтверждается находками в рудах с трещинами усыхания остатков наземных растений с признаками автохтонного залегания. А. Р. Ананьев среди растительных остатков определил *Jenisseiphyton rudnevae* (Peresvetov) An. и др. (Калугин, Ананьев и др., 1964).

В нижней части рудной пачки распространены диагенетические конкреции гематита. Сопоставление мощностей одних и тех же слойков в конкрециях и за их пределами показывает, что до образования конкреций туффиты межрудных слойков имели объемный вес, включая поровую воду, не более 1,6 *г/см*^{3}. Отсюда следует, что рудные осадки длительное время были рыхлыми и, вероятно, полужидкими.

Ценные сведения о рудных осадках дают часто наблюдаемые в рудах полости воздушных пузырьков. Пузырьки размещаются в слойках преимущественно псаммитовых туффитов и часто приподнимают вышележащий, нередко не затрагивая или слабо деформируя подстилающий рудный слоек. Наблюдались прорывы пузырей через экранирующий сверху рудный слоек с захоронением кратеров под перекрывающим осадком. Иногда камеры пузырьков заполнены прилегающим снизу туффитом.

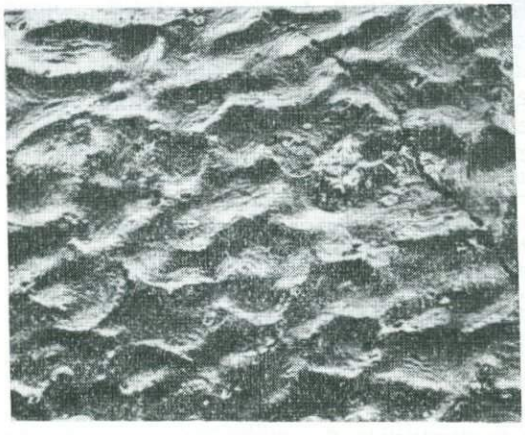


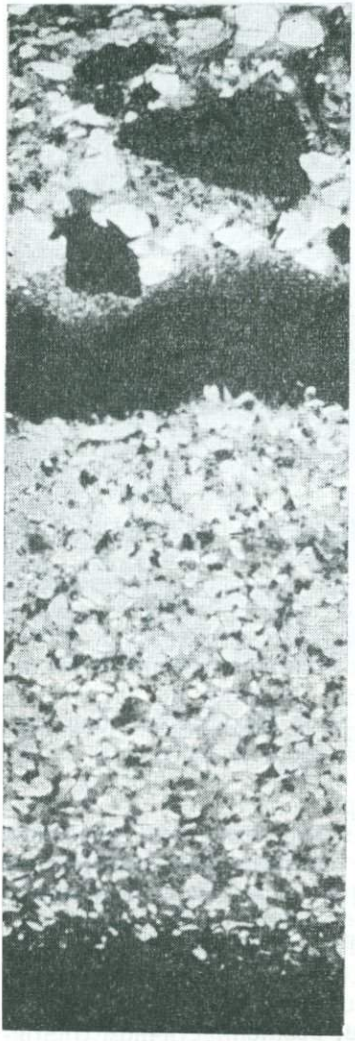
Рис. 6. Рябь волнения двух направлений на поверхности гематитового туфоалевролита — туфопесчаника. Штуф. $^2/_3$ нат. вел.

Текстура пузырьков свидетельствует о рыхлом состоянии и газопроницаемости осадка туффитов, рыхлопластичном состоянии и относительной газонепроницаемости рудных прослойков. Массовые прорывы пузырьков происходили, по-видимому, при резких понижениях давления в столбе покрывающих осадков и воды, что свойственно мелководью. Часто все полости пузырьков в слое однообразно наклонены, вероятно, вследствие оползания осадка, что позволяет определить его направление. Размещение пузырьков по границе слойков туффита и рудного вещества свидетельствует о крайне слабой связанности слойков друг с другом, что определяет преимущественный размыв руд параллельно их наслоению.

Наблюдающиеся в алеврито-псаммитовых литофациях руд рябь волнения, трещины усыхания, осадочные брекчии с кусками и мелким детритом

руды, желоба размыва и проявления косой и волнистой слоистости указывают на формирование руд в условиях многократного переотложения осадков, в частности со взмучиванием при колебательных движениях воды.

В рудных и туффитовых слойках обнаружена отсортированная — градационная слоистость (graded bedding). В толстых слоях особенно хорошо видно, как снизу вверх зелено-серый псаммитовый туффит с содержанием железа до 5% постепенно сменяется алевритовым туффитом кирпично-красного, выше вишнево-красного цвета с содержанием железа до 10 — 15%. Выше следует с резкой сменой слоек гематита с алевритовой и пелитовой кластикой, с содержанием железа до 40—60%. В основании туффитовых слойков часто отчетливо виден размыв подстилающего рудного слойка. Наиболее четко градационная слоистость проявляется в рудах с крупнозернистыми кластическими образованиями (рис. 7).



Ритмичное градационное строение слоев, выдержанная или закономерно изменяющаяся мощность, наличие диастем по границам ритмослоев позволяют рассматривать описываемые руды как своеобразный рудный флиш. Сходство с флишем усиливается проявлением в ритмично-слоистых рудах различных гиероглифов, следов ползающих и роющих организмов и пр. На поверхности некоторых размытых рудных слойков, по-видимому, уже несколько уплотненных, изредка наблюдается рябь волнения, что свидетельствует о размыве в результате колебательных движений воды.

Пелитоморфная или микросферолитовая структура, проявления синерезиса, признаки высокой сорбционной способности указывают на первично коллоидальное состояние рудного вещества и наличие в его составе воды в качестве дисперсионной фазы.

Рис. 7. Гематитовая руда с ритмичной градационной слоистостью. Ритмослои состоят из наиболее крупных кластических продуктов внизу и гематита вверху. Рудное вещество отлагалось не только в верхней — иловой части ритмослоев, но и в кластических слойках в виде крупных рваных фрагментов (черное). Шлиф. × 5.

Таким образом, рудное вещество состояло из гидратов окиси железа и отлагалось в окислительной фации (чередование богатых окисным железом рудных слойков с маложелезистыми туффитами, содержащими новообразования железистых карбонатов и пирита, конкреции гематита в зеленосером туффите с пиритом и сидеритом).

На расстоянии нескольких километров рудоносные псаммито-алевритовые литофации сменяются пелитоалевритовыми, в частности на месторождении Эльбесин.

В базальной части здесь также лежат грубозернистые туффиты, а выше появляются туфопесчаники и туфоалевриты с конкрециями гематита.

В следующей выше рудной пачке наблюдается особенно четкое ритмичное чередование слойков гематита и туффита пелито-алевритовой размерности. В рудах этой литофации не встречены трещины усыхания и ряби, и лишь в

отдельных слоях наблюдаются полости газовых пузырей без признаков прорыва. Главной формой слоистости оказывается горизонтальная ритмичная, местами усложненная конседиментационной плойчатостью и разрывами.

В пелито-алевритовых литофациях, как и в мелководных псаммито-алевритовых, слойки туффита и гематита объединяются в ритмослои с размывами в основании (рис. 8). В связи с тем, что внутрипластовые размывы развивались в основном в рыхлых осадках, они часто не различаются.

Наблюдения показали, что размывы в рудных осадках при формировании ритмичной слоистости происходили при колебательных движениях воды, со взмучиванием, но при слабом боковом перемещении взмученных масс (рис. 9). Вполне понятно, что взмучивание любого количества рудных и нерудных слоев завершалось отложением за счет их общей массы лишь одного ритмослоя, с кластическими образованиями внизу и рудным илом вверху.

Мощность ритмослоев прямо пропорциональна не только скорости поступления вещества к месту отложения, но и времени между наиболее глубокими взмучиваниями. Поэтому увеличение мощности ритмослоев может говорить как об усилении привноса вещества, так и о меньшей частоте его наиболее глубокого взмучивания при той же скорости поступления. Микрослоистость в слойках ритма вызывается, вероятно, случайными движениями воды, нарушающими строгое общее градационное осаждение кластических продуктов и рудного ила.

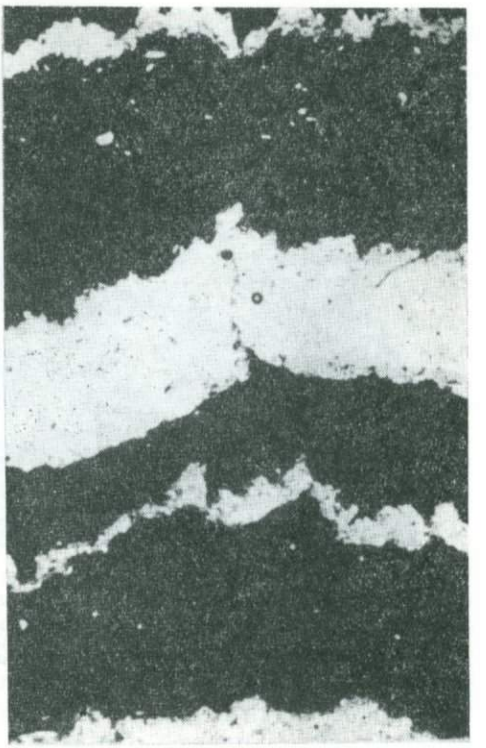


Рис. 8. Три полных ритмослоя в гематитовой руде пелито-алевритовой литофации. В нижней половине каждого ритмослоя туффит (белое) образует сплошной или прерывистый слоек. Верхняя половина состоит из гематита (черное). Во всех случаях туффит лежит на неровной поверхности гематита, возникшей при взмучивании рудного ила и местами усложненной внедрениями тонких зерен туффита сверху. Мощность ритмослоя определяется количеством вещества, поступившего между взмучиваниями. Мощность слойка с туффитом зависит, вероятно, от высоты взмучивания и затем осаждения его частиц. Шлиф. × 5.

Возможные причины взмучивания осадков при колебательных движениях воды. В мелководных фациях рудной пачки ритмично-слоистые текстуры возникали, по-видимому, в результате взмучивания осадков обычными ветровыми волнами. Не исключено, что и в более глубоководных фациях решающим фактором образования ритмичной слоистости были также ветровые волнения воды.

Исследования в Анадырском заливе Берингова моря при глубинах 90 *м* до и во время шторма 9 баллов показали увеличение количества глинисто-алевритовой взвеси в среднем от 3,82 до 6,17 *г/м*^{3}, а внизу с 2,57 до 13,41 *г/м*^{3} (Лиенцип, 1961). Можно думать, что в подобных условиях сотрясения и взмучивания проникают и на более значительную глубину. Согласно расчетам, даже на глубинах до 1000 *м* «большие океанские волны вызывают перемещение придонного слоя» (Кленова, 1949; Шепард, 1964, 1969).

Вероятной причиной взмучивания являются также сейсмические сотрясения дна и водных масс, естественные для бассейна седиментации вулканической страны.

В шкале сейсмической интенсивности MSK — 1964, построенной по двенадцатибальной системе, отмечается взмучивание ила в воде при землетрясении семь баллов (Медведев, Шебалин, 1967). Повторяемость таких землетрясений для одних и тех же районов достигает в современную эпоху десятков, а при высшей интенсивности (10—12 баллов) — единиц за 100 лет. Эффекты сейсмического сотрясения водных масс и грунтов общеизвестны. При землетрясении на Аляске в 1958 г. в 200 *км* от эпицентра в район

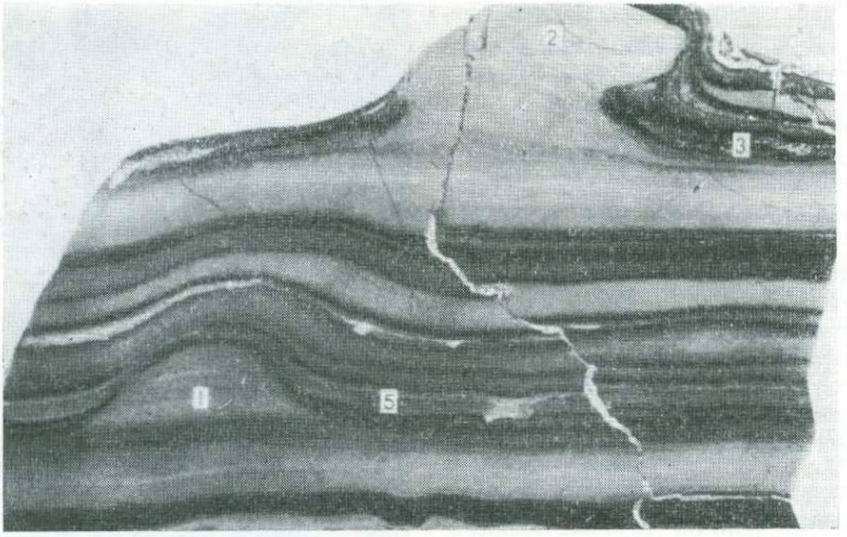


Рис. 9. Гематитовая руда с преобладающим горизонтальным ритмичным кажущимся наслоением:

1, 2 — остатки размытых серий слойков гематита, указывающие на диастемы между основными кажущимися согласными слойками руд; *3* — песчаник с мелкими фрагментами гематита; *5* — туфопесчаник и туфоалеврит. Полированный штуф. Нат. вел.

Джуно «падали трубы.., а песчаная отмель дрожала как желе» (Роберто, 1965).

На вероятность сейсмического сотрясения рудных осадков на Алтае указывают следующие данные. В пелито-алевритовых литофациях на месторождении Эльбесин есть гематитовые руды, отдельные слойки которых собраны в мелкие складочки с вертикальным положением осевых плоскостей, что исключает влияние оползня. Здесь же в диагенетических конкрециях законсервирована плойчатость, в то время как те же слои по выходе из конкреции горизонтальные. Наблюдаются случаи прорыва вещества алевритовых слойков вверх через два-три рудных слойка, разорванных на ленты и сплоенных, что можно объяснить интенсивным сотрясением осадков. Наконец, над рудным пластом наблюдаются брекчии с обломками руды в песчаном цементе, с признаками мгновенного взмучивания и быстрого массового оседания взмученных масс без бокового переноса.

Надрудные отложения. Над рудной пачкой лежат вулканомиктовые породы, а также туффиты с линзами доломитизированных известняков с кораллами, брахиоподами и водорослями эйфельского яруса среднего девона — эпохи обширной морской трансгрессии в Сибири (см. рис. 1, 2). В некоторых разрезах встречаются шаровые кварцевые кератофиры. С наступлением этих открыто-морских условий рудоотложение прекращается.

Над рудной пачкой часто залегают гравелиты, песчаники и брекчии с обильными взвешенными обломками подстилающей гематитовой руды. Неокатанная и рваная форма рудных обломков, развитие широких трещин и плойчатости в рудных слоях на поверхности рудной пачки и наличие взвешенных в кроющем песчанике обломков таких же плойчатых руд, распространение обломков руды в виде слабо разобщенных слоев и характерное

вертикальное положение многих взвешенных в песчаниках рудных плиток говорят о внезапности не только размыва руд, но и отложения надрудных пород с обломками руды. Прекращение рудоотложения носило скорее всего катастрофический характер.

Выше залегает свита молассоидных зеленых и красных известковистых песчаников, алевролитов и конгломератов, реже туффитов, с прослоями водорослевых известняков. Эти породы имеют эйфельский — живетский возраст.

Явления эпигенеза и метаморфизма руд. Руды типа железистых кварцитов на Алтае чрезвычайно разнообразны по типу и степени метаморфизма. Они наблюдаются в Юго-Восточном Алтае в хлорит-гидрослюдистой фации глубинного эпигенеза, в Центральном и Западном Алтае в зонах зеленых сланцев, контактовых роговиков и гранитизации.

При всех проявлениях метаморфизма наиболее существенные преобразования претерпевают глинистое вещество и витрокластический пепел, а затем уже тонкая кристалло- и литокластика. За их счет вначале развиваются бластические агрегаты кварца, карбонатов, альбита, серицита, хлорита. С усилением метаморфизма образуются светлые и темные слюды, актинолит, эпидот, сфен и пр. За счет гематита образуются идиобласты магнетита с двориками кварца и слюд. На этих стадиях метаморфизма стираются многие черты первичных текстур, но сохраняется полосчатость, в псефитовых литофациях с реликтами градационного наслоения. При глубоком контактовом метаморфизме и в зонах гранитизации гематит полностью замещается магнетитом, и реликты осадочных структур и текстур исчезают. Сохраняется крупное напластование и общая стратификация рудных тел.

ВЫВОДЫ

1. Распространенные в девонских отложениях Алтая стратифицированные железные руды относятся к типу железистых кварцитов. На это указывает характерный для кремнисто-железистых формаций (Точилин, 1963; Плаксенко, 1966; Семененко, 1959; Covett, 1966) преобладающий магнетитовый или гематитовый кремнистый состав руд, метаколлоидная реликтовая структура, ритмичная горизонтальная слоистость, кластический характер вмещающих толщ и пластов, положение рудной свиты в основании трансгрессивной серии с базальной пачкой грубокластических продуктов, многие признаки поступления рудного вещества с суши и вместе с тем связь оруденения с проявлениями вулканизма и т. д.

2. Наличие в рудах и вмещающих породах остатков руководящей флоры и фауны указывает на нижне-среднедевонский возраст железного оруденения Алтая. Эти данные подтверждают представления о том, что руды железистых кварцитов есть и в палеозое (O'Rourke, 1961).

3. Заключение, принимаемое в гипотезах вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов докембрия, о том, что источником рудного вещества являются подводные эксгаляции, в некоторых случаях противоречит палеогеографическим данным, указывающим на наземный источник вещества (James, 1954; Плаксенко, 1966 и др.).

Материалы по Алтаю намечают пути устранения этого противоречия, позволяя выделить особый класс вулканогенно-осадочных железных руд типа железистых кварцитов — с наземным источником вещества и субмаринными условиями отложения. Главнейшими источниками рудного и силикатного вещества подобных месторождений предполагаются железистые вадозно-вулканические воды и фумарольно-сольфатарные эксгаляции, тефра и пепел синхронных извержений, более глубинные гидротермы и газы.

4. Подстилающие железистые кварциты докембрия конгломераты, гравелиты и песчаники из обломков кремнистых пород и межрудные сланцы с повышенным содержанием глинозема принято рассматривать как продукты размыва древних кор выветривания. Подобные породы могут возникать

при размыве опалитов, вторичных кварцитов и глинистых масс, обогащенных глиноземом, аналогичных продуктам близповерхностного гидротермального метаморфизма в современных вулканических областях.

5. Рудное и силикатное вещество в железистых кварцитах докембрия отлагалось в виде коллоидов. Лишь в немногих исследованиях указывается на кластическую породу силикатного вещества этих руд (Беседин, 1957; Gone, 1966; Mathur, 1966; Mengel, 1966).

6. Ритмичное чередование рудных и нерудных слойков в железистых кварцитах объясняется в литературе периодическими изменениями интенсивности поступления вещества со стороны его источника — суши, вулканического очага, планктонной биомассы, оползней и пр., по климатическим, тектоническим и другим причинам (Alexandrov, 1955; Covett, 1966; Moore, Maynard, 1929; Sakamoto, 1950; Точилин, 1967; Эйгстер, 1969). Подразумевается, что рудное вещество не переотлагается на путях транспортировки и тем более на месте конечной седиментации, поскольку переотложение должно было бы коренным образом нарушить образованные при периодическом приносе вещества текстуры. Одинаковые по ритмично-слоистым текстурам с железистыми кварцитами докембрия руды Алтая имеют признаки многократного периодического переотложения и механической сепарации рудного ила от силикатного вещества. Однако их ритмичная слоистость типа джеспилитов формируется не в результате периодического приноса вещества, а благодаря гидродинамическому режиму бассейна седиментации, взмучиванию и затем градационному отложению осадка, с вероятным смещением некоторой его части в более глубоководные зоны.

Причины взмучивания остаются еще неясными. Допускается возможное влияние штормовых волнений и сейсмических сотрясений.

7. Девонские руды типа железистых кварцитов на Алтае приурочены к локальным структурам орогенного этапа формирования геосинклинальной области с проявлениями интенсивного порфиро-кератофирового эксплозивного вулканизма. На этом примере было показано (Калугин, 1959, 1960), что образование руд типа железистых кварцитов не ограничивается эвгеосинклинальными областями с преобладанием проявлений вулканизма основного состава и существенно эффузивного типа. Аналогичные выводы изложены по материалам Карелии (Чернов, 1964, Горяинов, 1966), Канады (Goodwin, 1962; Gross, 1965), Швеции (Формозова, 1965).

8. В соответствии с тектоническим и вулканическим режимом область рудоотложения в девоне Алтая представляла расчлененную островную страну. В связи с этим железные руды здесь формировались в небольших локальных бассейнах и в течение относительно короткого времени, чем, по-видимому, и определяются меньшие масштабы оруденения по сравнению с железорудными формациями докембрия.

9. При диагенезе, эпигенезе и метаморфизме первичные осадки железных руд Алтая, состоявшие главным образом из гидратов окиси железа, преобразуются в гематитовые, и, наконец, в магнетитовые и местами апатит-магнетитовые руды. При этом происходит, вероятно, значительное перераспределение рудного вещества. Есть основания предполагать, что преобразование гидрата окиси железа в гематит могло происходить не только на стадиях диагенеза и метаморфизма, но и при седиментации. Признаков первичной седиментации магнетита в рудах Алтая не обнаружено.

Основой дальнейших исследований должны стать методы сравнительной литологии, в частности вулканологии, стадиального литологического анализа и эксперимента. Бесспорно ведущее значение должны сохранить исследования истории метаморфизма руд.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н., Фоменко Ю. В.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.

Беседин В. В.— Труды Межвузовского научного совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-Черноземных областей. ВГУ, Воронеж, 1957.

Горяинов П. М.— В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
Зеленов К. К. Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., 8.
Зимин С. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1, кн. 2. Изд-во АН СССР. М., 1959.
Ивао Ш.— В кн.: Геохимия поствулканических процессов. «Мир», М., 1965.
Казицын Ю. В., Черноруков С. Г., Нечипоренко Г. О.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, 1. «Наука», М., 1968.
Калугин А. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
Калугин А. С. и др.— Труды V Всесоюзного литологического совещания. Изд-во СОАН СССР и СНИИГГИМС'а, Новосибирск, 1961.
Калугин А. С., Ананьев А. Р. и др.— Труды СНИИГГИМСа, 29, Новосибирск, 1964.
Калугин А. С. и др.— Труды СНИИГГИМСа, 44, Новосибирск, 1967.
Калугин А. С.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969.
Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
Кузнецов В. А.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. ИГиГ, 13. Изд-во СОАН СССР Новосибирск, 1963.
Лапин Б. Н. Там же. Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая.
Лисицын А. П.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, М., 1961.
Медведев С. В., Шебалин Н. В. С землетрясением можно спорить. «Наука», М., 1967.
Набоко С. И.— Труды лаборатории вулканологии, вып. 19, 1961.
Плаксенко В. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Изд-во Воронежского ун-та, Воронеж, 1966.
Попов В. Е. Девонские осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая (стратиграфия, состав, металлогения). Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕИ. Л., 1964.
Робертс Э. Когда сотрясается земля. «Мир», М., 1965.
Семененко Н. П. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР. К., 1959.
Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
Формозова Л. Н.— Труды ГИН АН СССР, 141. «Наука», М., 1965.
Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. «Наука», М.—Л., 1964.
Шепард Ф. Земля под морем. «Мир», М., 1964.
Шепард Ф. Морская геология. «Мир», М., 1963.
Эйгстер Х. П.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, 1. «Наука», М., 1969.
Alexandrov E. A.— Econ. Geol., 1955, **50**, 5.
La Berge, Gone L.— Econ. Geol., 1966, **61**, 3.
Goodwin A. M.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, **73**, 5.
Govett G. J. S.— Geol. Soc. America, 1966, **77**, 11.
Gross G. A.— Geol. Report, 1, 22. Geol. Surv. of Canada, Ottawa, 1965.
James H. L.— Econ. Geol., 1954, **49**, 2.
Mathur S. H.— Geol. Surv. India, 1966, **93**, 2.
Mengel Joseph T. Jr.— Geol Soc. Amer. Spec. Paper, 87, 1966.
Moore E. S., Maynard J. E.— Econ. Geol., 1929, **24**, 3 — 5.
O'Rourke J. E. — Econ. Geol., 1961, **56**, 2.
Sakamoto T. — Amer. Journ. Sci., 1950, **248**, 7.

Н. А. Плаксенко: Вы упоминали в Вашем докладе о том, что в составе железистых кварцитов большую, даже ведущую, роль мог играть кластический материал. Наблюдается ли в связи с этим изменение гранулометрического состава пород в фациальном профиле формации от источника вещества по направлению к наиболее глубоким зонам его отложения?

А. С. Калугин: В рудах типа железистых кварцитов на Алтае, относящихся к мелководным фациям (трещины усыхания, рябь и другие признаки), преобладает псаммито-алевритовый кластический материал. При переходе к более глубоководным фациям (отсутствие трещин усыхания, знаков ряби, косой слоистости и пр.) в рудах начинает преобладать пелито-алевритовый кластический материал.

Г. А. Гросс: В Вашем докладе Вы упоминали об экспериментальных работах, позволивших воспроизвести некоторые явления седиментогенеза. Не могли бы Вы вкратце описать технику эксперимента? Использовали ли Вы гелеобразный кремнезем?

А. С. Калугин: По методике, близкой к применявшейся Муром и Мейнардом, нами были получены коллоидные осадки гидратов окиси железа и кремния в

искусственно приготовленной морской воде. Из смешанного коллоидного раствора вначале осаждалась часть гидрата окиси железа, а затем кремнезема; в результате возникал двухслойный железисто-кремнистый осадок. После отстаивания осадка в течение времени от нескольких дней до нескольких недель он взмучивался, перемешивался и отстаивался в столбе воды высотой 25—30 *см*. При отстаивании отлагался недифференцированный кремнисто-железистый осадок. Проведенные нами опыты позволяют предполагать, что ритмичные чередования железистых и кремнистых прослойков в рудах типа железистых кварцитов не могли возникнуть при отложении только коллоидальных соединений, так как любое последующее взмучивание такого осадка должно было уничтожить подобную текстуру.

А. Ф. Трендалл: Каково происхождение и какой состав газовых включений в рудах?

А. С. Калугин: Газовые пузырьки в рудах мелководных фаций образовались скорее всего за счет воздуха, запрессованного в песках набегающими на берег волнами. Это явление описано для современных отложений.

И. А. Бергман: Изучалось ли распределение второстепенных элементов в описываемых Вами рудах? Каковы главнейшие особенности их распределения: состав, уровень концентрации и пр.? Каково влияние метаморфизма на уровень концентрации этих элементов?

А. С. Калугин: Распределение второстепенных элементов в железных рудах Алтая изучалось нами вместе с С. И. Зубовой, А. Г. Гусманом, В. Г. Пономаревым, Э. Г. Кассандровым, а также Ф. В. Сухоруковым и В. Е. Поповым. В гематитовых рудах характерной примесью является барий, бор; содержание фосфора и марганца не превышает десятых и сотых долей процента. Постоянной примесью является титан в основном за счет кластогенного материала. Отмечаются редкие небольшие концентрации меди, а также свинца, цинка (не более сотых долей процента, молибдена — тысячные) и пр. В рудах типа железистых кварцитов не отмечено высоких содержаний бария; участками цветные металлы обогащаются сульфидами в результате наложенной минерализации.

Ю. П. Мельник: Каково содержание свободного углерода в гематитовых кварцитах?

А. С. Калугин: В полосчатых гематитовых рудах Алтая содержится свободный углерод. Данных о его содержании пока нет.

Ю. П. Мельник: Какие факторы определяют образование магнетита по гематиту: только ли повышение температуры при метаморфизме или также наличие восстановителей в породах?

А. С. Калугин: Для образования магнетита необходимо, кроме повышения температуры, наличие восстановителей. Это, в частности, было показано в наших расчетах.

Ю. П. Мельник: Каково преобразование кремнезема (опала, кварца) при метаморфизме?

А. С. Калугин: Обломочные зерна кварца и, вероятно, опала, а также первичные аутигенные кремнистые осадки при метаморфизме преобразуются в зернистые, часто гранобластовые агрегаты.

Ю. П. Мельник: Встречались ли Вам первичные силикаты железа?

А. С. Калугин: В качестве, возможно, дометаморфических аутигенных железистых силикатов в железных рудах Алтая Э. Г. Кассандров отмечал сферические образования железистых хлоритов на Холзунском месторождении.

ЭФФУЗИВНЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОГО ХИНГАНА

Е. В. ЕГОРОВ, М. В. ТИМОФЕЕВА
(СССР)

Поле распространения железисто-кремнистых формаций Малого Хингана протягивается в субмеридиональном направлении на расстоянии около 150 *км* в виде полосы шириной до 40 *км* на север от р. Биджан и более узкой полосы — до 10—12 *км* — к югу от верховьев Биджана до Амура (рис. 1).

В целом эта область представляет собой верхнепалеозойское поднятие с сохранившимися от размыва (среди массивов гранитоидов) блоками осадочных верхнепротерозойских — нижнекембрийских пород.

Осадочный комплекс (общей мощностью около 7,5 *км*), объединяемый под названием *хинганской толщи*, сложен терригенно-карбонатными породами, в низах толщи в значительной степени метаморфизованными, в вер-

хах — слабо измененными. Железисто-кремнистые формации приурочены к верхам толщи, к рудоносной свите нижнекембрийского возраста, лежащей между доломитами мурандавской свиты и известняками и сланцами лондоковской свиты.

Возраст рудоносной и остальных свит хинганской толщи весьма условный, так как он установлен на основании всего одного определения сомнительной фауны.

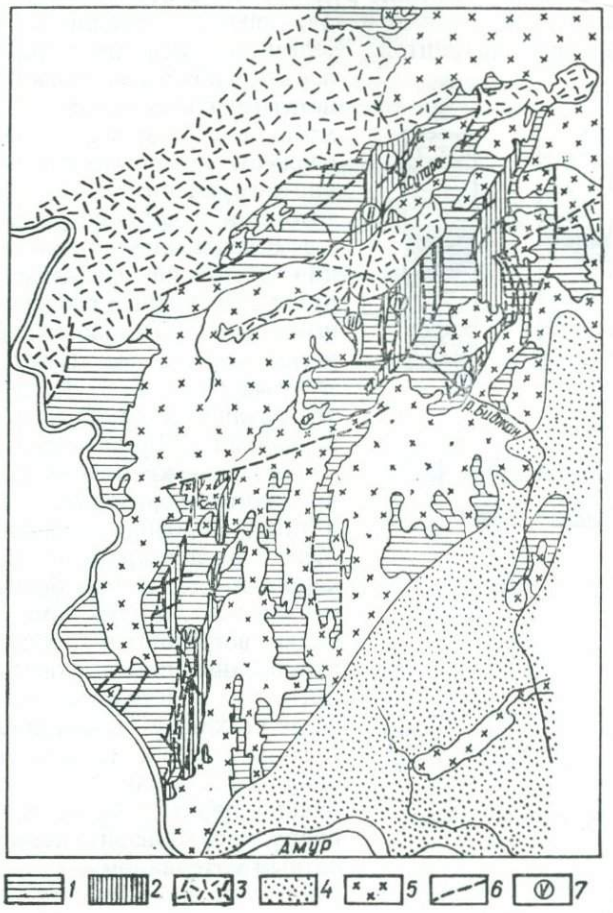


Рис. 1. Схема геологического строения Малого Хингана:

1 — осадочно-метаморфический комплекс протерозоя; *2* — терригенно-карбонатная толща нижнего кембрия (?) с эффузивными железисто-кремнистыми формациями; *3* — вулканогенные породы нижнего и среднего мела; *4* — нерасчлененные меловые эффузивы и рыхлые осадки палеогена; *5* — палеозойские гранитоиды, *6* — разрывные нарушения; *7* — основные железорудные и железо-марганцевые месторождения: *I* — Кимканское, *II* — Сутарское, *III* — Костеньгинское, *IV* — Кайланское, *V* — Биджанское, *VI* — Южно-Хинганская группа месторождений.

Хинганская толща, испытавшая несколько фаз тектогенеза, собрана в сжатые изоклинальные складки с крутым падением крыльев, осложненные поперечными и продольными сбросо-сдвигами, разбивающими толщу на отдельные блоки. Рудоносная свита, участвуя в складчатом строении толщи, залегает в ядрах синклинальных структур и опущенных блоках, уцелевших от размыва, и поэтому проявляется на поверхности в виде узких разобщенных и прерывистых полос, вытянутых согласно простиранию пород в субмеридиональном направлении. Внутреннее строение этих полос представляет собой сложное сочетание складчатой и разрывной тектоники, в результате

чего в пределах полос обособляются отдельные месторождения и рудопроявления.

Несмотря на сложное тектоническое строение, различные удаленные друг от друга выходы железисто-кремнистых формаций района можно уверенно считать частями единого стратиграфического горизонта (настолько выдержано в целом строение рудоносной свиты и настолько резко отличается она от вмещающих карбонатных толщ).

Повсюду на Малом Хингане рудоносную свиту можно поделить на три горизонта (подрудный, рудный и надрудный), состоящих из железистых и железо-марганцевых кварцитов. Железистые кварциты представлены полосчато-слоистыми магнетитовыми, магнетит-гематитовыми и гематитовыми рудами, а железо-марганцевые кварциты сложены кремнисто-карбонатными, браунито-гаусманитовыми, браунито-гематитовыми и другими рудами.

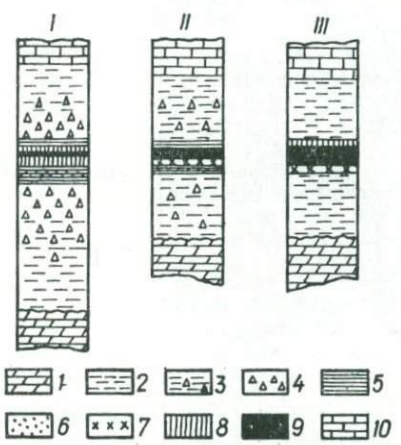


Рис. 2. Характерные разрезы рудоносной свиты Малого Хингана:

1 — доломиты; *2* — кремнисто-карбонатно-слюдистые, углистые сланцы, *3* — переслаивание сланцев и карбонатных туфогенных брекчий; *4* — карбонатные туфогенные брекчии; *5* — кремнистые, кремнисто-карбонатно-хлоритовые сланцы; *6* — убогое марганцевое оруденение; *7* — марганцевые руды; *8* — магнетитовые кварциты, *9* — гематитовые кварциты, *10* — известняки. *Месторождения: I* — Костеньгинское, *II* — Биджанское, *III* — Южно-Хинганская группа (восточная полоса).

Вмещающие горизонты вне зон влияния интрузий сложены измененными вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами низкотемпературной зоны регионального метаморфизма — фации зеленых сланцев. В большинстве своем это различные сланцы, образовавшиеся по туфам и туффитам основного и среднего состава — кремнисто-гидрослюдистые, кремнисто-хлоритовые, углисто-карбонатные, карбонатно-слюдистые и т. д. Менее распространены карбонатные и карбонат-хлоритовые брекчии—рассланцованные ксенотуфы типа шальштейнов. Редко встречаются прослои осадочных карбонатных пород. Контакт рудоносной свиты с подстилающими доломитами везде четкий, с резкой сменой литологического состава. Вверх, к известнякам лондоковской свиты, наблюдается постепенный переход вследствие обогащения надрудного горизонта хемогенным карбонатным материалом.

Если трехчленное строение самой рудоносной свиты строго выдерживается, то состав и строение слагающих ее горизонтов на различных участках существенно различаются. Рассмотрим три разреза рудоносной свиты, которые несколько схематично характеризуют особенности литологии и оруденения основных железорудных месторождений Малого Хингана (рис. 2).

В северо-западной части Малохинганского рудного района концентрируются месторождения с существенно магнетитовым оруденением.

В единой полосе выходов рудоносной свиты протяженностью около 40 *км*, разделяемой только покровами меловых эффузивов, находятся три месторождения железистых кварцитов с общими запасами около 1 млрд. *т* руды: Костеньгинское, Сутарское и Кимканское. 70% этих запасов составляют магнетитовые кварциты, 30% — магнетит-гематитовые. Марганцевое оруденение, имеющее промышленное значение, здесь практически не выявлено.

Костеньгинское месторождение отличается от остальных сравнительно спокойной тектоникой и слабым метаморфизмом слагающих пород. Рудное поле протягивается здесь на 14 *км* при ширине развертки складок около 3,5 *км*. Полный разрез рудоносной свиты в наиболее мощной ее части (снизу вверх) следующий:

Подрудный горизонт

1. Кремнисто-слюдистые, карбонатно-слюдистые, углисто-карбонатные и другие сланцы (по тонкообломочным туфам или вулканогенно-осадочным породам) . . . . . 160—200 *м*

2. Карбонатные брекчии с обломками доломитов и карбонатизированных эффузивов основного и среднего состава в слюдисто-карбонатном цементе (рассланцованные ксенотуфы типа шальштейнов) 50—70 *м*

3. Хлоритизированные кремнисто-карбонатные сланцы с рассеянными марганцовистыми карбонатами (содержание марганца до 8%) . . . . . 20—30 *м*

Сланцы по простиранию иногда сменяются брекчиями, также хлоритизированными и марганценосными.

Рудный горизонт

4. Среднеполосчатые карбонатно-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся с хлоритизированными кремнисто-карбонатными сланцами и карбонатно-хлоритовыми зелеными брекчиями, содержащими тонкораспыленный магнетит . . . . . 10 *м*

5. Широкополосчатые существенно гематитовые кварциты типа джеспилитов . . . . . 5—10 *м*

6. Тонкополосчатые существенно магнетитовые кварциты, почти аналогичные слою 4 и отличающиеся большим количеством пирокластики и меньшим содержанием рудного вещества . . . . . 15 *м*

7. Хлоритизированные брекчии, зеленые сланцы с тонкораспыленным магнетитом (10—20% общего железа), маломощными прослоями слабо оруденелых или безрудных микрокварцитов . . . . . 5—10 *м*

На уровне этого слоя появляются сульфиды (преимущественно пирит), образующие мелкую, равномерно рассеянную вкрапленность или маломощные прожилки. Все переходы между слоями этого горизонта постепенные.

Надрудный горизонт

8. Карбонатные брекчии с примесью углистого вещества, отличающиеся от брекчий подрудного слоя 2 наличием значительного количества вкрапленного пирита . . . . . 20—25 *м*

9. Углистые карбонатно-слюдистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы (часто по туфам и туффитам) с прослоями углистых туфогенных известняков, в низах слоя редкими, в верхах — более многочисленными . . . . . 200—225 *м*

Этот слой венчает разрез рудоносной свиты и постепенно переходит в углистые известняки лондоковской свиты.

По мере приближения к зонам выклинивания мощности всех горизонтов уменьшаются и прежде всего исчезают из разреза сланцы, сменяясь грубообломочными отложениями, и гематитовые руды. Далее уменьшается содержание железа в рудах, рудный пласт расщепляется и вытесняется зелеными брекчиями с редкими прослоями безрудных кварцитов.

Железистые кварциты залегают между двумя пачками массивных несортированных неслоистых вулканических брекчий, при подходе к руде быстро сменяющихся более тонкими осадками. В рудном теле прослои крупнообломочных пород встречаются в подошве и кровле, но отсутствуют в середине. Руды характеризуются горизонтальной полосчато-слоистой текстурой, иногда в прослоях мелкообломочных туфов наблюдается слоистость типа graded bedding. Все это свидетельствует о том, что формирование рудного горизонта происходило в период затишья вулканической деятельности, в спокойной гидродинамической обстановке.

Каким путем доставлялся в бассейн рудный материал?

Согласное залегание свит верхней части разреза хинганской толщи и их большое литолого-фациальное сходство свидетельствуют о длительном существовании на рассматриваемой площади обширного бассейна преимущественного карбонатного осадконакопления. К началу формирования рудоносной свиты терригенный материал в бассейн не сносился, и в нем отложились химически чистые доломиты мурандавской свиты мощностью 500—1000 *м*.

После вспышки вулканической деятельности, подавившей нормальный осадочный процесс и приведшей к образованию вулканитов рудоносной свиты, в бассейне вновь началась садка карбонатов. Трудно представить, что в этот же период за пределами бассейна возникла область сноса, поставлявшая огромное количество материала для образования рудоносных формаций и исчезнувшая с прекращением вулканической деятельности.

Исключительная приуроченность руд к вулканогенным породам и их переслаивание указывают на то, что источником рудного материала были вулканы. Перенос вещества осуществлялся гидротермами и эксгаляциями, пути движения которых мы иногда и наблюдаем, вероятно, в виде зон окварцевания или «покраснения» в подстилающих доломитах. В таких участках доломиты пропитаны тонкораспыленным гематитом и тонкозернистым кварцем часто настолько, что превращены в микрокварциты.

Наблюдения над текстурными особенностями руд и пород позволяют говорить о непрерывности поствулканической деятельности и рудоотложения. Периодическая подача в бассейн туфового материала лишь разубоживала рудоотложение и приводила к накоплению нерудных прослоев брекчий и сланцев с хлоритом и рассеянным магнетитом. По мере выпадения кластического материала возрастал удельный вес гидротермальных растворов, и к концу ритма откладывались чисто рудные слойки. Такие ритмы мощностью от 2—5 *см* до микроскопических характерны для магнетитовых кварцитов, во время отложения которых, очевидно, происходила активная эксплозивная деятельность вулкана.

Для пачки существенно гематитовых кварцитов прослои зеленых туфобрекчий или сланцев не характерны. Здесь нерудные прослои представлены серыми или буровато-серыми яшмовидными кремнистыми сланцами по тонкообломочным туфам (возможно, туффитам) с содержанием кремнезема до 80—87%, а иногда и сургучными яшмами, что приближает эти руды к джеспилитам в общепринятом смысле. Полосчатая текстура гематитовых руд более грубая, мощность рудных прослоев увеличивается, достигая 10—20 *см*, количество и мощность нерудных прослоев резко уменьшаются, обусловливая повышенные содержания железа в этой пачке (35—40 по сравнению с 30—35% в лежачем боку тела), что свидетельствует об усилении хемогенной садки, и, по-видимому, отвечает максимуму поступления в бассейн рудных растворов.

К кровле рудного горизонта рудоносные растворы начинают истощаться (среднее содержание железа в слоях 25—30%), но все еще имеют значительное количество кремнезема. Он поступает и после выпадения большей части железа, что приводит к образованию пачки безрудных кварцитов, а затем примешивается к туфовым, туффитовым и хемогенным карбонатным осадкам надрудного горизонта. Из остатков вносимого растворами железа в восстановительной среде бассейна образуются сульфиды.

По всему разрезу совместно встречаются сидерит, магнетит и гематит без каких-либо следов образования одного минерала за счет другого. В магнетитовых кварцитах магнетит образует вкрапленность идиоморфных кристаллов, которые при увеличении содержания их в прослое срастаются в полиэдрически сростковые и полиэдрически ветвистые агрегаты. Гематит образует пылевидную вкрапленность преимущественно в нерудных прослоях и в интерстициях между зернами магнетита. Тонкораспыленный гематит вообще характерен для руд и пород всего горизонта, но в наибольших количествах он содержится в нерудных прослоях существенно гематитовых квар-

цитов. При повышении содержания гематита он образует тонкопластинчатые мелкочешуйчатые кристаллы, часто собранные в сноповидные сростки. Наиболее богатые прослойки чисто гематитового состава имеют субграфическую структуру. Для магнетит-гематитовых прослоев характерна порфировидная структура с крупными порфиробластами магнетита, образовавшимися за счет собирательной кристаллизации в агрегатах пластинчатых зерен гематита, плавно обтекающих вкрапленники.

Сидерит выполняет промежутки между рудными минералами или образует в нерудных прослоях вместе с другими карбонатами и кварцем гранобластовые агрегаты. Никаких следов оолитовых, колломорфных или конкреционных структур не наблюдается. Переход от магнетитовых к гематитовым кварцитам всегда наблюдается в виде одно- или трехметровой зоны «смешанных руд», тонкополосчатых из-за частого переслаивания рудных слойков с различными соотношениями магнетита и гематита.

Все эти особенности свидетельствуют о независимом образовании различных минералов железа. Очевидно, смена рудных фаций в разрезе рудного тела вызвана постепенным изменением физико-химических параметров среды, осадконакопления при смешивании гидротерм и эксгаляций с морской водой. В начальную стадию рудоотложения, когда щелочная среда бассейна играла еще значительную роль, осаждались преимущественно магнетит и сидерит. Непрерывно поступающие кислые растворы изменили pH среды и в новых условиях более устойчивым стал гематит. В дальнейшем, с ослаблением гидротермальной деятельности, в бассейне стала преобладать щелочная среда, что вновь привело к выпадению магнетита.

Накопление марганца несколько сдвинуто во времени относительно железа. Максимальные содержания марганца (до 6—8%) приходятся на слои, подстилающие железорудный пласт, причем марганценосными могут быть как сланцы, так и брекчии. Зоны высоких содержаний марганца могут располагаться на разных уровнях, непосредственно под рудным пластом или на некотором от него удалении и состоять из одного или нескольких линзовидных пропластков (мощностью 0,1—0,5 *м*) кремнисто-карбонатных руд, макроскопически неотличимых от вмещающих пород. В рудном теле содержание марганца уменьшается до 1—2%, в верхнем слое магнетитовых кварцитов оно резко спадает почти до кларковых величин и больше уже не повышается.

Из собственно марганцевых минералов в незначительных количествах встречаются родохрозит и манганокальцит и очень редко пиролюзит и псиломелан. Судя по тому, что содержание марганца зависит от содержания CO_2, очевидно, основная часть марганца входит в состав сложных карбонатов в виде изоморфной примеси. Наблюдается увеличение содержания марганца при обогащении прослоев вулканокластическим материалом, в особенности тонкообломочным. Так, в пачке массивных брекчий подрудного горизонта спорадически встречаются линзовидные прослои, обогащенные марганцем до 1—2%, и в них также основное количество марганца концентрируется в наиболее тонких фракциях пирокластических образований.

На материале современных извержений И. И. Гущенко (1965) показал, что объем вынесенных сорбированных элементов группы железа в общей массе пеплового материала может составлять 40% и более по отношению к общему содержанию в исходной породе, при этом накопление марганца в наиболее тонких фракциях в 30—40 раз превышает накопление железа. Зависимость выноса избыточных количеств железа и марганца от степени дисперсности пеплового материала связывают с тем, что сорбированные элементы были вынесены с летучими компонентами газовой фазы.

Можно предположить, что часть марганца поступала не с гидротермами, а приносилась с пепловым материалом в виде тонких пленок, сорбированных на поверхности обломков. В ходе диагенеза эти пленки выщелачивались, марганец переходил в раствор и в щелочной среде при высоких содержаниях CO_2 закономерно связывался с карбонатами.

Если принять эту гипотезу, можно легко объяснить сдвиг во времени пиков марганцевого и железного оруденения — марганец дифференцированно сорбировался пепловым материалом и выпадал во время вулканической деятельности, железо же накапливалось и привносилось в поствулканическую стадию гидротермами, уже резко обедненными марганцем.

Таким образом, одна из характерных особенностей Костеньгинского месторождения — обилие крупнообломочного пирокластического материала в породах и рудах — указывает на то, что руды формировались вблизи вулканов. К северу по простиранию рудоносной свиты, на Сутарском месторождении, вулканогенные брекчии уже занимают в разрезе подчиненное положение, а на Кимканском — сменяются сланцами.

К сожалению, смену рудных фаций по простиранию, по мере удаления от вулканов, проследить довольно трудно, так как на Сутарском и Кимканском месторождениях, расположенных в зоне контактового воздействия интрузий гранитоидов, руды интенсивно метаморфизованы и, несомненно, первоначальное соотношение гематитовых и магнетитовых фаций изменилось в пользу последних.

Район «Южная полоса» выходов рудоносной свиты протяженностью около 40 *км* начинается в 25 *км* на юго-запад от Костеньгинского месторождения и имеет несколько рудных участков, объединяемых в Южно-Хинганскую группу месторождений.

По данным В. М. Чеботарева, для западной части полосы характерно преобладание существенно магнетитового типа руд и широкое распространение карбонатных брекчий как во вмещающих горизонтах, так и в составе рудных тел. Марганцевое оруденение представлено слоем кремнисто-родохрозитовых руд мощностью 1—3 *м* в подошве рудного горизонта, а иногда, при больших мощностях рудного тела,— гаусманит-браунитовыми рудами, связанными с закисными карбонатными фациями постепенными переходами. В целом западная часть Южно-Хинганской группы месторождений весьма сходна с Костеньгинским месторождением.

Восточная часть месторождения резко отличается от рассмотренных как характером оруденения, так и литологией вмещающей толщи. В рудном горизонте здесь довольно четко обособляются два пласта — железо-марганцевый в подошве горизонта и железорудный выше, причем мощность первого увеличивается до 5—8, а второго уменьшается до 18—20 *м*. Железо-марганцевый пласт сложен полосчатыми гаусманит-родохрозитовыми, гаусманит-браунитовыми и браунит-гематитовыми рудами со средним содержанием железа 8,6—11,0 и марганца — 19—21,0%.

Железорудный пласт сложен почти нацело существенно гематитовыми рудами, переслаивающимися с кремнистыми яшмовидными сланцами и мелкообломочной хлоритизированной карбонатной брекчией. Вмещающие породы представлены различными сланцами с примесью углистого вещества, переходящими в углистые и известковистые доломиты. Линзовидные прослои мелкообломочных брекчий отмечаются только в подрудном горизонте.

Таким образом, в направлении с запада на восток на Южно-Хинганском месторождении происходит смена грубообломочных прибрежных отложений более глубоководными осадками и в этом же направлении закисные фации рудного тела (магнетитовые и родохрозитовые) сменяются окисными (гематитовыми и гаусманитовыми), т. е. наблюдается зональность, обратная зональности нормально осадочных отложений и, согласно Страхову (1965), характерная для вулканогенно-осадочных месторождений. Закономерно поэтому увеличение мощности и интенсивности марганцевого оруденения в восточной части Южно-Хинганского месторождения вследствие накопления марганца, более подвижного, чем железо, в удалении от источника.

Подобные закономерности наблюдаются и в «Восточной рудоносной полосе» северной части Малого Хингана. Эта полоса, в пределах которой насчитывается семь железорудных и железо-марганцевых рудопроявлений и

месторождений, расположена в 30 *км* к востоку от Костеньгинского месторождения и протягивается на расстоянии около 50 *км*.

В северной части полосы рудные тела сложены магнетитовыми кварцитами, очень редко с пачками магнетит-гематитовых кварцитов. Мощность рудных тел 5—25 *м*. С северо-востока на юго-запад по простиранию полосы увеличивается мощность рудного горизонта и одновременно появляются гематитовые кварциты. Еще дальше на юг в подошве рудного пласта появляются линзовидные прослои кремнистых сланцев характерной сиреневой окраски с повышенным содержанием железа и марганца и в самой южной части полосы, на Биджанском месторождении, рудные тела сложены гематитовыми, магнетитовыми и родохрозитовыми рудами; последние имеют прослойки кремнисто-браунитовых руд.

Железистые кварциты Биджанского месторождения образуют довольно выдержанные пласты мощностью 40—50 *м*. Марганцеворудные пласты, наоборот, весьма невыдержаны, и на расстоянии 100—200 *м* мощность их может меняться от 3 до 25 *м*. Содержание марганца в кварцитах уменьшается к кровле марганцеворудного пласта с 27,2 до 12,0%. Максимальное содержание марганца — 28—31% — приходится на подстилающие, так называемые сиреневые, сланцы.

Сланцы сложены тонкозернистым полупрозрачным гранобластическим кварцем с пылевидным рудным веществом, определенным В. А. Махининым как смесь гематита и гидрогаусманита. Совершенно недопустимо предположить, что эти породы образовались за счет вулканической пыли, которая в результате эоловой дифференциации обогатилась наиболее легкими частицами кислого состава.

Обогащение пеплов марганцем — 31% при содержании железа до 10—15% — подтверждает высказанную ранее гипотезу о возможности воздушного переноса значительных количеств рудного вещества. Необходимо отметить, что вмещающие горизонты, особенно подрудный, сложены почти нацело однородными углисто-серицито-кремнистыми сланцами со значительным содержанием остроугольных обломков кварца (до 35%) в кремнистой основной массе. Очевидно, эти породы также вулканического происхождения. Таким образом, Биджанское месторождение можно отнести к отдаленной вулканогенно-кремнистой формации, предполагая для нее большое значение воздушного переноса материала.

Не имея результатов необходимых наблюдений на месторождениях, расположенных в остальной части региона, мы не можем сейчас с детальностью восстановить условия накопления железисто-кремнистых формаций Малого Хингана и проследить их фациальные изменения.

К началу формирования железисто-кремнистых формаций рассматриваемый район представлял собой единый мелководный бассейн с интенсивным карбонатонакоплением, открытый к юго-востоку и замыкающийся по широкой дуге с запада на север.

В зоне, переходной от платформы к геосинклинали, дифференциальные поднятия дна привели к глубинным разломам коры, вдоль которых возникли цепи вулканов.

Все железисто-кремнистые формации региона сформировались в результате вулканической деятельности, подавившей нормальное осадконакопление в бассейне.

Фациальные различия отдельных рудных полей объясняются их близостью или отдаленностью от вулканических очагов.

ЛИТЕРАТУРА

Гущенко И. И.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. «Наука», М., 1965.

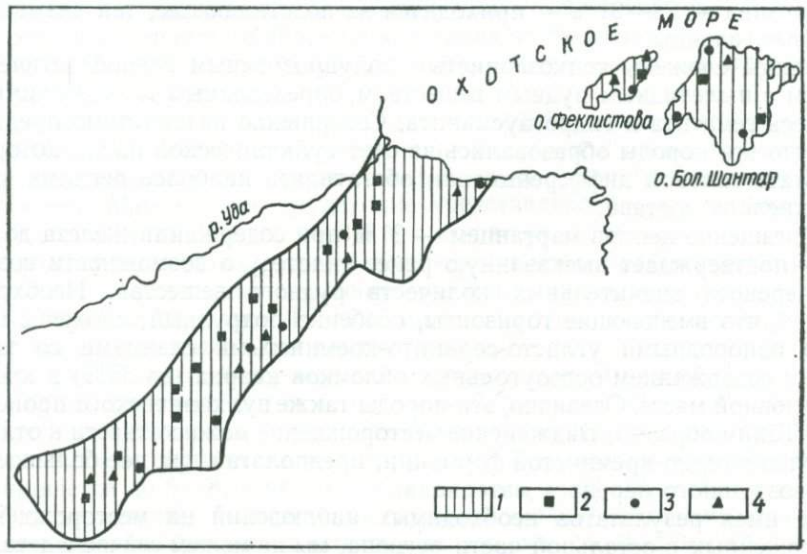
Страхов Н. М. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. 1968.

ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ЭФФУЗИВНО-ЯШМОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ УДСКОГО РАЙОНА ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

Э. Л. ШКОЛЬНИК
(СССР)

Открытый и предварительно изученный в последние годы на Дальнем Востоке СССР Удский железорудный район своеобразен по характеру железорудной формации и особенностям руд. Занимаемая им площадь — 12 000—14 000 *км*^{2}; он прослеживается полосой длиной до 500 *км*, шириной 40—80 *км* по правобережью Уды до Шантарских островов (см. рисунок).

Здесь установлено более сотни месторождений, рудопроявлений и ряд магнитных аномалий с предполагаемой и определенной железорудной природой, с прогнозной оценкой запасов руд десятки миллиардов тонн.



Обзорная схема Удского района:
1 — площадь распространения рудоносных формаций; *2* — железные руды; *3* — марганцевые руды; *4* — фосфориты.

Руды в этом районе известны с 1945 г. благодаря исследованиям А. А. Кириллова, К. Ф. Прудникова и др. Затем их изучали в 50-х годах Н. И. Крылов, В. Д. Дибров, Л. И. Красный, однако относительно полную характеристику оруденения дали геологи Дальневосточного геологического управления Ю. А. Мамонтов, Ю. И. Щербина, Э. Л. Школьник, В. Я. Рябков, С. Г. Костаньян и геофизики Н. И. Ждан, А. Ф. Бронштейн и Б. В. Гуляев. Вещественный состав руд изучал Н. В. Глухоедов с сотрудниками, геохимию руд и вмещающих отложений — Г. С. Нечкин с сотрудниками.

Геологическое строение района изучено еще недостаточно: не определены однозначно стратиграфия и, соответственно, понимание общей структуры рудоносных отложений, что связано с плохой обнаженностью геологических формаций, недостаточной палеонтологической обоснованностью отложений.

В современном эрозионном срезе эвгеосинклинальная рудоносная эффузивно-яшмовая формация обнажается в виде серии близпараллельных полос северо-восточного простирания, прослеживающихся на десятки и сотни километров и чередующихся с выходами существенно терригенных, нерудоносных отложений.

Ряд исследователей выделяет эффузивно-кремнистую формацию в одну улиганскую свиту нижнего кембрия, вероятно, частично и верхнего докембрия, допуская, что в результате складчатости она неоднократно выходит на дневную поверхность. Другие геологи считают, что в разрезе имеется несколько эффузивно-кремнистых толщ близкого состава с одинаковым составом руд, последовательно чередующихся с терригенными отложениями. Вместе с тем допускается, частично или полностью, средне- или позднепалеозойский возраст этих образований.

Палеозойские и, возможно, частично допалеозойские породы интенсивно дислоцированы. Падения слоев и, соответственно, рудных залежей составляют обычно 60—70°, вплоть до вертикальных. При преобладающем северо-восточном простирании отмечены поперечные изгибы, сложные дисгармоничные складки, особенно в яшмах, реже в рудах. Распространены продольные — северо-восточные и поперечные — северо-западные разрывы.

Преимущественно поперек структур в северо-западном — юго-восточном направлениях ориентированы массивы верхнемезозойских гранитов, гранодиоритов, вызывающих локальный контактовый метаморфизм вмещающих пород.

Железные и тесно связанные с ними марганцевые руды, а также фосфориты локализуются исключительно в эффузивно-яшмовой формации, содержащей иногда в подчиненном количестве песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки и доломиты. В терригенных отложениях руды не выявлены.

Формация пространственно устойчива в общем, но не выдержана в деталях и даже близко расположенные разрезы не аналогичны. В целом же для нее характерно пластообразное, линзовидное залегание пачек сравнительно однородных слоев, сложно переслаивающихся друг с другом. В составе формации явно преобладают разнообразные яшмы, их глинистые разности— глинисто-кремнистые сланцы. Эффузивы количественно подчинены, хотя на отдельных участках они доминируют и латерально сменяются яшмами, реже терригенными породами. С эффузивами часто, но не всегда, пространственно сопряжены известняки, доломиты и обычно их эпигенетически окварцованные разности — микрокварциты.

Кремнистые породы относительно редко слагают однородные пластообразные и линзовидные тела мощностью от более десятков до первых сотен метров. Чаще они переслаиваются в различных соотношениях с основными и пирокластическими породами, железными, марганцевыми рудами, карбонатными и терригенными породами. Преимущественно яшмы полосчатые, редко массивные, однородные. Полосчатость параллельного или линзовидного типа вызвана чаще всего чередованием яшм (92—98% SiO_2) и их глинистых разновидностей (80—90% SiO_2), реже — яшм различной окраски.

Полосчатость обычно обусловлена седиментацией. Яшмы и их глинистые разновидности имеют разнообразную окраску — от красной до зеленой, серой, черной при широкой гамме оттенков и взаимопереходов. Окраска почти исключительно связана с наличием различных минералов железа в весьма тонкозернистых обособлениях: дисперсного красного гематита, черного магнетита, зеленого железистого хлорита, значительно реже силикатов и карбонатов марганца. Следует подчеркнуть, что форма, размер и характер минералов железа в яшмах и рудах абсолютно аналогичны, количество же их различно.

Минералы железа и в небольшом количестве гидрослюды, глинистое вещество, являющиеся пигментирующими примесями, распределены либо равномерно, либо параллельно- или линзовидно-слоисто. Не всегда встречаются, но иногда обильны несколько перекристаллизованные остатки радиолярий и спикул кремнистых губок, в отличие от окружающей массы яшмы без примесей минералов железа. Х. Б. Липман и Б. Б. Назаров определили в частности *Cenosphaeze* sp., *Corposphaere* sp., *Dorysphaere* sp. и др., а также *Protospongia* sp., *Druppule* (?), *Chancelloria* sp. и др.

В глинистых разновидностях яшм нет раковистого излома, меньше твердость, они непрозрачны в тонких сколах и обычно сланцеваты. Тона окраски более темные, чем у типичных яшм.

При валовых содержаниях кремнезема до 97—98%, что характерно для светлых яшм, имеющих незначительную примесь дисперсных минералов железа, свободного кремнезема при расчете по принципу И. В. Хворовой (1968) содержится 80—90%. Наряду с незначительным количеством (1—3%) Al_2O_3 это свидетельствует о небольшом содержании глинистых частиц. Содержание Al_2O_3 свыше 3—4% обусловливает переход к глинисто-кремнистым сланцам. Обычно содержание $F_2O_3 + FeO$ равно 3—4%, но в разностях, переходных к железным рудам, достигает 10—20% при одновременном некотором увеличении до 5—6% количества Al_2O_3. По содержанию глинозема руды почти аналогичны глинисто-кремнистым сланцам. Содержание других главных окислов MnO_2, CaO, MgO, P_2O_5 составляет десятые и сотые доли процента.

Высокая степень дисперсности минералов яшм на грани, соответствующей размерам частиц коллоидных систем, наличие трещин синерезиса, линзовидных, караваеобразных структур, сферических выпуклостей на плоскостях наслоения, наряду с наличием биогенных составляющих, может свидетельствовать о биохемогенных условиях их образования. Кремнезем в этом случае, вероятно, отлагался преимущественно в виде гелевых масс. Для образования колоссальных объемов яшм был необходим выдержанный на значительной площади и высокопродуктивный по объему источник кремнезема. Им мог быть лишь синхронный вулканизм.

Яшмы весьма часто перемежаются с основными лавами и реже с пирокластическими породами. Иногда в разрезах эффузивы доминируют, часто их очень мало. Мощность отдельных покровов достигает десятков метров, протяженность — до 1—2 *км*, но обычно меньше. Преобладают диабазы, диабазовые порфириты, вариолиты, вариолитовые афаниты, реже встречаются спилиты с шаровой отдельностью. В общем это породы известково-щелочного ряда. Иногда наблюдаются диабазы (в которых содержание железа достигает 10—20%), слагающие сложно построенные пачки протяженностью до 5—20 *км*.

Пирокластические породы, как указывалось, распространены не широко. Наиболее часты лавобрекчии диабазов, встречаются агломератовые и псефитовые туфы.

Известняки и доломиты формации преимущественно брекчиевые, органогенные, часто перекристаллизованные, окварцованные, без примесей. В них особенно часты водорослевые остатки, реже встречаются археоциаты, хиолиты, брахиоподы, трилобиты. С карбонатными породами зачастую ассоциируют фосфориты.

Многочисленность железорудных залежей формации позволяет на основе большого сравнительного материала устанавливать вполне определенные закономерности распределения и особенностей оруденения.

Отчетливо вырисовывается тенденция к концентрации рудных залежей в рудоносные горизонты, в пределах которых отдельные тела вытягиваются в цепочки в рамках сравнительно узких (сотни метров), но не строго одинаковых частей разреза. Длина таких горизонтов 10—100 *км*. Отдельные залежи иногда заходят друг за друга, перемежаются с вмещающими породами. Количество, мощность их по простиранию обычно существенно меняется.

Отдельные рудные тела пластообразной, реже линзообразной формы, преимущественно сложного строения, причем часто рудные залежи чередуются с подчиненными прослоями нерудных пород. Мощности сложных тел до 300 *м*, протяженность до 5—6, чаще до 1—2 *км*. Чисто рудные тела имеют различную мощность: от нескольких сантиметров до 50—60 *м*, причем более мощные тела обычно и более протяженные, хотя длина их сравнительно небольшая — сотни метров, редко 1—2 *км*.

Преобладают полосчатые, слоистые типы руд, но полосчатость обуслов-

лена чередованием слойков и линзочек различного минерального рудного состава и близкого состава, но с различным количественным содержанием компонентов.

В редко встречающихся неполосчатых рудах слоистость подчеркивается ориентированным в плоскости напластования расположением минералов и их агрегатов.

Мощность полосок-слойков и линзочек различная, не выдержанная, в общем неравномерная — от микроскопической до десятков сантиметров, чаще всего несколько миллиметров — первые сантиметры.

Редко встречаются руды, в которых полосчатость вызвана чередованием слойков яшм и руд. Однако она не имеет правильного характера: мощности слойков тех и других изменяются очень широко — от миллиметров до десятков сантиметров.

Массивные текстуры встречаются реже, частично они вторичные, вызваны перекристаллизацией слоистых руд. Еще более редки брекчиевые (брекчиевидные) текстуры.

Неметаморфизованные или слабо измененные руды преимущественно тонкозернистые до весьма тонкозернистых, что отрицательно влияет на обогащение. Наиболее тонкозернисты существенно гематитовые руды: размер иголок, пластинок гематита до 8 *мк*. Зерна и агрегаты зерен магнетита сравнительно крупнее — до 50 *мк*.

Преобладают два минеральных типа руд — магнетитовый и гематитовый с меняющейся примесью магнетита. Кроме того, известны сидеритовые, лептохлоритовые, магнетит-гетит-гидрогетитовые руды. Они могут встречаться в пределах как одного месторождения, так и одной залежи.

Гематитовые руды распространены повсеместно, исключая зоны контактового метаморфизма. Главный рудный минерал — высокодисперсный игольчатый, пластинчатый красный, кирпично-красный гематит, что определяет и цвет руд. Иногда при метаморфизме гидротермального характера он переходит в темно-серый гематит типа железной слюдки. Пластинки его ориентированы в различных направлениях, распределены неравномерно, часто полосчато, реже сгустково, количество меняется в широких пределах.

В гематитовых рудах почти всегда содержится некоторое количество магнетита. Вместе с тем не установлено постепенных переходов гематитовых руд в магнетитовые руды при заметном увеличении содержания магнетита. Последний при этом не отличается от магнетита собственно магнетитовых руд. Размеры индивидуумов его больше гематита, что определяет неравномерную, вкрапленную структуру, хотя часто наблюдается распределение по слоистости, до образования микролинзочек и слойков с повышенным количеством его. Не обнаружено признаков образования магнетита по красному гематиту, в том числе псевдоморфоз магнетита по гематиту и вообще каких-либо взаимоотношений, кроме редких случаев мушкетовитизации в результате наложенных процессов.

Сульфиды (пирит, халькопирит и др.) содержатся во всех типах руд в небольших количествах (менее 1%), особенно в гематитовых рудах. Обычно они встречаются в виде вкрапленности в магнетите.

Сидерит, большей частью повышенно марганцовистый, содержится в гематитовых рудах, но чаще в магнетитовых (до 4—5%). Обычно это сферосидерит, редко — кристаллы ромбического облика.

Хлориты ряда тюрингита — шамозита часто встречаются в гематитовых рудах (до 10—15%) в виде масс тонкочешуйчатого строения. Довольно обычны и биотитоподобные, вероятно, высокожелезистые слюды, образующие скопления небольших чешуек. Выделений и скоплений тонких зерен кварца много лишь в сравнительно бедных рудах. Несмотря на высокие содержания кремнезема, значительная часть его обычно связана в силикатах. Если руды слабо метаморфизованы, обособления кварца напоминают яшмы. Форма скоплений большей частью линзовидная, слоистая, струйчатая. В гемати-

товых слабо метаморфизованных рудах установлены и глинистые минералы монтмориллонит-нонтронитового ряда.

В магнетитовых рудах нет примеси красного дисперсного гематита. Магнетит тонкозернистый, кристаллический. Обычная форма — более или менее изометричные, не полностью идиоморфные кристаллы, иногда с точечными включениями нерудных минералов — сульфидов. При метаморфизме руд наблюдается его перекристаллизация, образование скелетных форм, увеличение размеров, идиоморфизм кристаллов. Характер обособлений обычно вкрапленный, но часто проявляется тенденция к слияниям в агрегаты, ориентированные по слоистости, с меняющейся примесью нерудных минералов.

Не обнаружено признаков образования магнетита за счет каких-либо минералов, в том числе гематита и сидерита. Допускается образование его в результате седиментации, возможно, при определенном влиянии диагенетических процессов.

Другие компоненты магнетитовых руд аналогичны указанным при характеристике гематитовых руд.

Своеобразный тип руд — магнетит-гетит-гидрогетитовый — изучен недостаточно, и пока еще нет полной ясности, с чем связано образование значительных количеств гидроокислов железа (до 50—60% объема). Вероятно, последние возникли при окислении железистых хлоритов в зоне гипергенеза, хотя в этих рудах устанавливаются и слабо окисленные сульфиды, карбонаты железа, хлориты.

По имеющимся в настоящее время данным, сидеритовые и смешанные со значительной долей сидерита руды известны преимущественно в виде маломощных (до десятка сантиметров) линзочек, слойков. Возможно, однако, что распространены они значительно шире. Состоят они преимущественно из марганцовистого сферосидерита розовато-серого цвета с размером округлых выделений до 2—3 *мм*.

Сравнительно редкие манганосидеритовые руды, залегающие в яшмах, сложены почти исключительно пелитоморфным агрегатом манганосидерита (олигонита).

Часто содержание железистых хлоритов настолько велико, что могут выделяться силикатные, лептохлоритовые руды. Обычно в последних есть магнетит, карбонаты железа, сульфиды.

Несмотря на различие минерального состава, некоторые особенности химизма руд близки. Окисные и гидроокисные руды в общем не богатые железом. Хотя отдельные прослои и части залежей содержат до 50—60% железа, в среднем его количество составляет 40—46 или 29—32%. Эти две группы четко различаются. Карбонатные руды содержат железа от 10—15 до 25—35% в зависимости от наличия марганца.

Характерной особенностью всех минеральных типов руд является их повышенная марганцовистость; количество марганца изменяется от 1—4 до 10—15%.

Окисные и частично карбонатные руды повышенно кремнистые, причем содержания SiO_2 и Fe обратно пропорциональны. В указанных группах руд по количеству железа содержание SiO_2 изменяется соответственно от 18—25 до 30—40%. Вместе с тем в первой группе свободного кремнезема немного, во второй он является существенной составной частью. Обычные содержания Al_2O_3 — 4—6%, что связано с постоянным наличием в рудах алюмосиликатов. Характерна низкая карбонатность $CaO + MgO$ — не более 1—3%. Одна из особенностей — повышенная фосфористость, причем в первой группе руд содержание фосфора составляет 0,6—1,2%, во второй — 0,25—0,3%. Таким образом, понижение содержания железа сопровождается уменьшением содержания фосфора.

В рудах отмечается некоторое, против кларковых, повышение содержания Ni, V, Cr, Cu, Zn, Pb, As, Ga, Yb.

Наметился ряд закономерностей размещения железных руд. Страти-

графические закономерности пока еще не установлены, поскольку встреченные непосредственно в рудах остатки радиолярий и спикул кремнистых губок слабо изучены. Б. Б. Назаров допускает их кембрийский возраст. Вблизи залежей руд встречаются известняки, доломиты, содержащие палеонтологические остатки, датирующие возраст от докембрия до среднего кембрия. Вместе с тем имеются неподтвержденные указания о наличии в песчаниках вблизи рудных залежей неопределимых растительных остатков, что позволило ряду исследователей допустить вероятность средне- и позднепалеозойского возраста части железных руд района.

Отчетливо выявляются закономерности приуроченности руд к определенным типам вмещающих пород. Статистически проанализированы фактические данные по характеру вмещающих руды пород на основе более 150 вскрытий горными выработками. В 80% случаев руды непосредственно залегают в яшмах и их глинистых разновидностях, в 15% — в кровле или подошве имеют терригенные породы и лишь в 4% — залегают в лавах. Если к этому добавить, что между рудами и кремнистыми породами существуют постепенные переходы, те и другие являются существенно хемогенными образованиями, характер минеральных форм соединений железа у них одинаков, то связи между ними должны рассматриваться как закономерные. Несомненно, что руды и карбонатные породы — это разнофациальные образования.

Железные руды, хотя и обнаружены по всему району, распределены они явно неравномерно. В западной части их значительно больше, и параметры рудных залежей здесь значительнее. Но и в западной части района на некоторых участках встречаются весьма мощные залежи, на других — лишь редкие отдельные и маломощные прослои. Анализ имеющихся материалов позволяет отметить, что наиболее значительные концентрации руд обычны в тех случаях, когда наряду с кремнистыми породами в разрезах есть и терригенные отложения (песчаники, алевролиты).

Более или менее близкие руды описаны в относительно аналогичной обстановке в Калифорнии (США), Новой Зеландии, Японии, нижнем палеозое Казахстана, но они не относятся к сколько-нибудь крупным и известным месторождениям. Поэтому можно считать, что по масштабам оруденения, значительному площадному распространению, разнообразию минеральных типов руд Удский район довольно оригинален.

По характеру текстур руды района отличаются от джеспилитов докембрия. В какой-то степени в Удском районе к этому типу близки лишь руды бассейна р. Тайкана, в которых рудные слойки чередуются с яшмами.

В вопросе о генезисе железных и марганцевых руд все исследователи района единодушны. Они считают их вулканогенно-осадочными. Положения, которые ложатся в основу этой гипотезы, следующие: постоянная локализация руд в различных частях осадочно-вулканогенного комплекса; синхронность рудообразования и субмаринного вулканизма; теснейшая связь и взаимопереходы с яшмами; изменчивая морфология и параметры рудных залежей, их рассредоточенность по разрезу; разнообразие минерального состава даже в маломощных телах; необычный первичный характер некоторых рудных минералов, в частности магнетита; слоистый и линзовидно-слоистый характер текстур; отсутствие оолитов; постоянная марганцовистость, фосфористость, иногда повышенное содержание железа в эффузивах.

В группе вулканогенно-осадочных накоплений железа руды района занимают, вероятно, особое положение, отличаясь парагенезисом руд и вмещающих пород, что позволяет отнести их, по терминологии Н. С. Шатского, к своеобразной диабазо-яшмовой железорудной формации.

Когда говорится об эффузивно-осадочном генезисе руд, то понимается, что источник рудного вещества эндогенный, эффузивный в широком смысле слова, а способ накопления — седиментационный, осадочный. Если на первом положении акцентировалось внимание, то второе положение подтвер-

ждается слоистой текстурой руд, абсолютно согласной пластообразной формой тел, наличием в рудах морских органических остатков.

По первому вопросу важно рассмотреть возможные пути поступления рудных компонентов: 1) в момент извержений, 2) при фумарольной деятельности, 3) в результате растворения адсорбированного на пепловых частицах вещества; 4) разложение лав и пирокластических продуктов водой. По имеющимся фактическим материалам, наиболее приемлем второй путь.

Несомненно, что при подводных излияниях поступает определенное количество газовых и гидротермальных продуктов. Но насколько это поступление значительно? Сомнительно, чтобы при отдельном извержении могло выделиться такое количество соединений железа, которое дало бы рудные залежи типа, имеющегося в районе. Они, вероятно, должны были бы осаждаться в вулканических центрах или вблизи них. Следовательно, руды должны были бы подстилаться в большинстве случаев лавами и пирокластами (что, однако, в действительности наблюдается весьма редко), содержать пирокластические продукты, а это не устанавливается вообще.

Небольшое развитие пирокластических пород исключает уже само по себе серьезное значение привноса железа, адсорбированного на пепловых частицах, в балансе рудонакопления. Сомнительна и роль процесса разложения лав и пирокластических продуктов морской водой — реально наблюдались бы различные стадии изменений пород.

Более всего имеющимся материалам отвечает идея о поступлении рудного вещества при подводной фумарольной деятельности, тем более, что в последние годы неоднократно описаны случаи образования железорудных осадков у мест высачивания газо-гидротерм в современных вулканических областях. Анализируя эти описания, отметим, что формирование подобных осадков происходит: 1) между извержениями и после них; 2) на локальных полях и участках; 3) при различном составе и типе источников на одном и том же поле, при изменениях во времени состава и типа источников; 4) при благоприятных палеогеографических условиях, причем стабильная обстановка способствует накоплению более мощных осадков; 5) исключительно быстро, геологически практически мгновенно; 6) при коагуляции смешивающихся продуктов фумарольной деятельности и морской воды, причем формирующийся осадок тонкодисперсный; 7) в условиях, когда некоторые компоненты, в частности соединения железа, осаждаются преимущественно вблизи мест выходов термальных источников; 8) в зонах неизмененных пород, через которые проходят газо-гидротермы.

Это наблюдение вполне согласуется с такими данными, как тонкая зернистость руд, небольшие параметры отдельных рудных тел; отсутствие гидротермальных изменений в подстилающих породах; большие мощности, многоярусность рудных пачек, большое количество их на разных стратиграфических уровнях; неоднократное изменение состава руд по разрезу залежи; редкость залегания руд в эффузивах; своеобразие минерального состава и т. п. Концентрацию залежей и протяженность рудоносных горизонтов можно объяснить приуроченностью серии локальных фумарольных полей к трассам разломов или линейным зонам повышенной проницаемости. Объяснима и тесная пространственная ассоциация руд и яшм — те и другие являются продуктами фумарольной деятельности, но с различным количественным и, частично, качественным составом гидротерм.

В исключительно яшмовом разрезе руды хотя и встречаются часто, но крупных концентраций не образуют. Это противоречие скорее кажущееся, если напомнить, что значительные накопления руд сопровождаются обычно появлением в разрезах песчаников. Наличие песчаников, означающее усиление терригенной седиментации, может быть связано с активизацией тектонических движений, которые в вулканической области должны сопрягаться с эволюцией магматического очага и, соответственно, его продуктов, в частности газо-гидротерм. Появление песчаников, кроме того, свидетельствует о сохранении отрицательных форм рельефа дна, которые заполняются

терригенным материалом. Таким образом, можно предполагать наличие в этом случае депрессионных участков и при сочетании их с вновь образованными и устойчивыми во времени фумарольными полями, термы которых могут отличаться повышенной рудной нагрузкой, возможно формирование крупных, многоэтажных залежей. Вместе с тем понятно, что в исключительно терригенном разрезе руд не может быть, и многолетний опыт работ в районе подтверждает это положение.

Выпадение соединений железа вблизи мест разгрузки гидротерм, т. е. почти полное отсутствие их транспортировки, подтверждается тем, что в рудах нет терригенных и подобных им чужеродных примесей, исключая остатки организмов, из которых одни являются почти пассивно перемещающимися (радиолярии), другие (кремнистые губки) вполне могли обитать вблизи участков выходов источников.

Полученные материалы показывают, что в тех случаях, когда руды не претерпели метаморфических изменений, минеральный состав их первичен. Соответственно могут быть грубо выделены гематитовая (с количественно меняющейся примесью магнетита), магнетитовая, сидеритовая и силикатная первичные минеральные фации, причем они, вероятно, зависят в основном от состава исходных терм и в меньшей степени от геохимических обстановок среды рудонакопления. Следует подчеркнуть аутигенный характер магнетита в неметаморфизованных рудах. Как ясно из изложенного, распространение его весьма широкое. По имеющимся материалам, магнетит не может образоваться по гематиту, сидериту.

Таким образом, руды Удского района можно отнести к сравнительно редкой группе вулканогенно-осадочных руд. Благодаря распространению на значительной площади, крупным концентрациям, часто слабому метаморфизму они могут быть объектом для выяснения некоторых принципиальных вопросов генезиса железных руд.

ЛИТЕРАТУРА

Бутузова Г. Ю.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. Материалы VII Всесоюзной литологической конференции, 1968.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. 1969.

Зеленов К. К.— ДАН СССР, 1946, **155**, 6.

Зеленов К. К.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые, 1965.

Соколова Е. А.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, **1**. Труды ГИН АН СССР, вып. 195, 1968.

Секция III

Метаморфизм, минеральные фации и петрографическая номенклатура железистых пород

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ РАЙОНЫ МИСАБИ, ГАНФЛИНТ И КУЮНА В МИННЕСОТЕ

Г. Б. МОРИ
(США)

Железистые формации среднедокембрийского возраста в Миннесоте составляют значительную часть мировых запасов железной руды. Железные руды здесь двух типов: природная богатая руда и магнетитсодержащая бедная — таконит.

В административных границах Миннесоты выделяют три географических района, или зоны, содержащие железистые формации среднего докембрия. Две зоны, Мисаби и Куюна, до настоящего времени были основными продуктивными районами, а зона Мисаби и сейчас является крупнейшим источником железной руды в Соединенных Штатах Америки. Третья зона — Ганфлинт является прототипом других, более измененных и деформированных зон в Миннесоте.

Докембрийские образования района оз. Верхнего (рис. 1) подразделяют на нижне-, средне- и верхнедокембрийские (Голдич и др., 1961), возраст которых, по радиометрическим определениям, составляет, соответственно, более 2500, 2500—1700 и 1700—600 млн. лет. Эти системы расчленяются двумя главными орогенезами. Нижний докембрий включает все породы, которые были деформированы, метаморфизованы и подвергались интрузии гранитоидов во время алгоманского или более древнего орогенеза. Эти породы образуют горизонты, составляющие «фундамент» среднедокембрийского возраста. Образования среднего докембрия были деформированы, метаморфизованы и подвергались интрузии изверженных пород во время пенокеанского орогенеза и затем претерпели значительную эрозию до отложения верхнедокембрийских слоев. Породы верхнего докембрия — система Кюинован — является как бы мостом между временем пенокеанского орогенеза и началом палеозойской эры.

В геологической истории северной Миннесоты от позднего докембрия до конца мелового периода существует белое пятно почти в миллиард лет. Возможно, именно в этом промежутке район претерпел эрозию и приобрел современную топографию с обнажениями коренных пород и тогда же образовались природные железные руды. Изолированные участки в основном неморских меловых отложений местами залегают поверх железистой формации в центральной и восточной зонах Мисаби, а морские меловые напластования наблюдаются в виде обширного пласта южнее западной части зоны Мисаби и в зоне Куюна (Слоун, 1966).

Северная Миннесота во время плейстоцена подверглась оледенению. Ледниковые отложения мощностью 20—300 футов покрывают большую

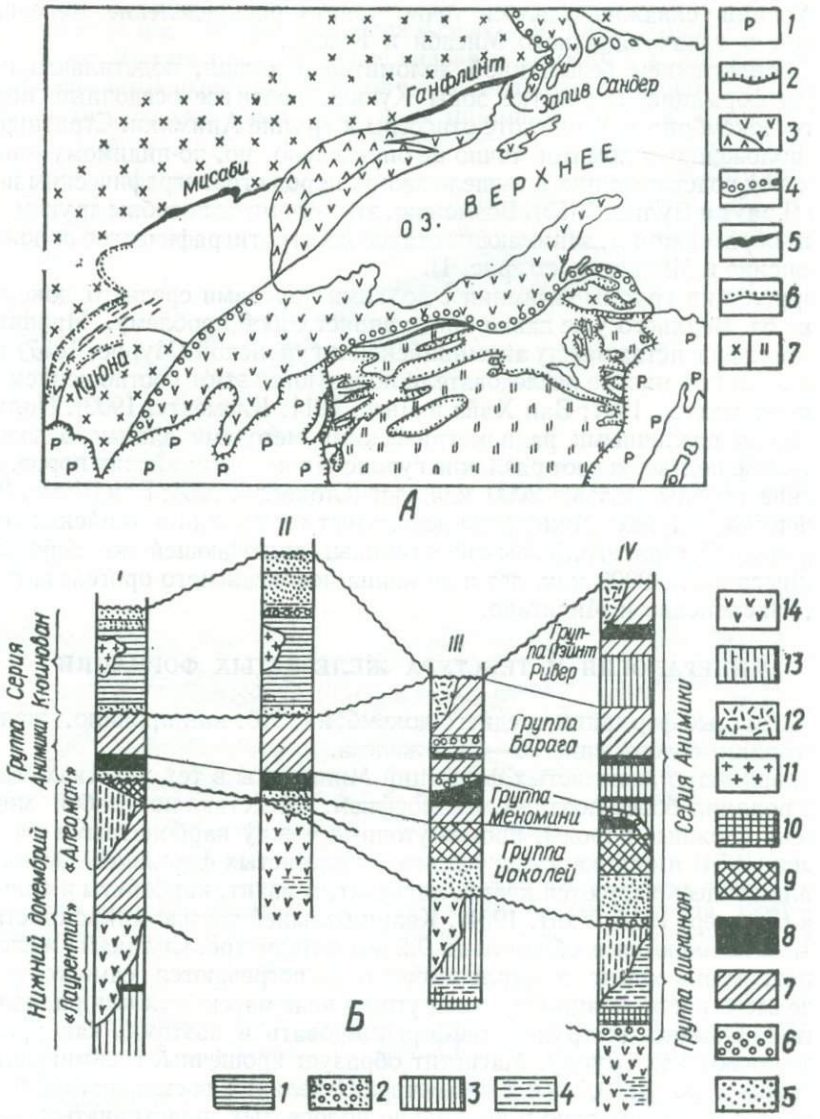


Рис. 1. Геологическая карта западной части района оз. Верхнего (интерпретация Трендалла, 1968, с некоторыми дополнениями) — *А* и стратиграфическая схема докембрия этого района (по Джеймсу, 1960) — *Б*.

А: 1 — чехол фанерозоя; *2* — несогласие; *3* — кюинованские породы (вверху), габбро Дулут (внизу); *4* — несогласие; *5* — серия, или группа, Анимики (железистая формация); *6* — несогласие (черная железистая формация показана точками вблизи поверхности несогласия); *7* — породы нижнего докембрия (слева); породы, претерпевшие пенокеанский орогенез (справа).

Б: I — Миннесота и Онтарио; *II* — Годжебик Рейндж, Мичиган — Висконсин; *III* — Маркетт Рейндж, Мичиган; *IV* — система Меномини, Мичиган — Висконсин. *Вулканические породы: 1* — базальт; *2* — зеленосланцевые туфы и брекчии; *3* — зеленокаменные породы, частично сохранившие пиллоу-структуры; *4* — амфиболиты. *Осадочные породы: 5* — песчаники и кварциты; *6* — конгломераты и аркозы; *7*—граувакковые сланцы; *8* — железистая формация; *9* — доломиты; *10* — сланцы, включающие, вероятно, некоторое количество вулканогенных пород. *Кристаллические породы: 11*—габбро и граниты послесреднекюинованского возраста; *12* — гранитовые породы послеанимикийского возраста; *13* — гнейсограниты доанимикийского возраста; *14* — гранито-гнейсы установленного или вероятного раннего доанимикийского возраста.

часть этого района, вследствие чего железистые образования выходят на поверхность лишь в зоне Ганфлинт и в восточной части зоны Мисаби. Однако при бурении скважин удалось точно узнать распределение железистых формаций в зонах западного Мисаби и Куюна.

За исключением безымянной доломитовой толщи, подстилающей железистую формацию в участке зоны Куюна, почти все осадочные породы среднего докембрия в Миннесоте отнесены к группе Анимики. Стратиграфическое положение доломитов точно не определено, но, по-видимому, они отделяются от подстилающих и вышележащих пород стратиграфическим несогласием (Граут и Вульф, 1955). Возможно, эти доломиты подобны другим доломитовым образованиям, занимающим такое же стратиграфическое положение в Висконсине и Мичигане (см. рис. 1).

Корреляция группы Анимики с другими породами среднего докембрия в районе оз. Верхнего уже давно представляет собой проблему. Ирвинг поставил знак равенства между анимикийской и гуронской (Мурре, 1857) группами, и с тех пор многие исследователи пользуются этим соотношением (Ван Хайз и Клементс, 1901; Ван Хайз и Лизс, 1911; Клементс, 1903). Полученные недавно различными радиометрическими методами данные о возрасте образований подтверждают различие гуронских и анимикийских пород. Анимикийские породы моложе 2000 *млн.* лет (Стоквелл, 1964; Ван Шумс, 1965). Геологическая служба Миннесоты использует термин «анимикийская серия» как временной стратиграфической единицы, включающей все породы, отложившиеся после 2000 *млн.* лет и до конца пенокеанского орогенеза в Миннесоте, Висконсине и Мичигане.

МИНЕРАЛОГИЯ И ТЕКСТУРА ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Железистые формации среднего докембрия, это, как правило, железистые роговики, содержащие 25—30% железа.

Большинство железистых формаций Миннесоты в тех участках, где на них не повлиял более поздний метаморфизм, представляют собой минералогически сложные породы, промежуточные между карбонатными фациями Джеймса (1954) и силикатными фациями железистых формаций. Основными минералами здесь являются кварц, магнетит, гематит, карбонаты и силикаты железа (Грюнер, 1946; Уайт, 1954). Кварц большей частью микрокристаллический, хотя имеются и обломки до 0,2 *мм* в диаметре. Силикаты железа — гриналит, миннесотаит и стильпномелан — встречаются самостоятельно, но чаще всего в комбинации друг с другом в виде массивных или радиальных агрегатов. Обычно их трудно дифференцировать и поэтому, как правило, рассматривают как группу. Магнетит образует крошечные восьмигранники, редко превышающие 0,1 *мм* в диаметре. Отдельные восьмигранники часто встречаются в неправильно и правильно полосчатых, пластинчатых, гнездообразных и пятнистых скоплениях. Карбонаты образуют мелкие, средние и крупные ромбики или неправильной формы зерна.

На основании видимой текстуры такониты можно классифицировать на относительно крупнозернистые, или «гранулярные», породы и мелкозернистые, или «сланцеватые». На самом деле почти все минеральные частицы очень мелкозернистые, но расположение частиц в сферических или эллипсоидных телах, называемых Спарром (1894) «гранулами» (зернами), с диаметром в среднем 0,5—2,0 *мм* придает породам вид крупнозернистых. Эти «гранулы» могут состоять из любого минерала или комбинации минералов, заключенных в цементирующую среду из тех же или других минералов. В целом таконит, состоящий главным образом из кремнистого материала с железистыми силикатами или магнетитом, чаще всего бывает зернистым, а состоящий в основном из карбонатов или железистых силикатов,— сланцеватым. Таким образом, можно выделить два совершенно различных типа железистых образований (Вулфф, 1917; Грюнер, 1946; Уайт, 1954): 1) кремнистый таконит, массивный, с обилием кварца и зернистой текстурой и 2) сланцеватый таконит,

обычно мелкозернистый, тонкослоистый и состоящий в основном из железистых силикатов и карбонатов. Они соответствуют «зернистым» и «незернистым» фациям железистых образований, по Джеймсу (1954).

Зона Мисаби расположена в северной Миннесоте в 90—100 милях к северу от Дулута (рис. 2). Такое название относится к поясу распространения железистой формации Бивабик, основная часть которой погребена под ледниковыми отложениями. Этот пояс (шириной от $^1/_4$ до 3 миль) прости-

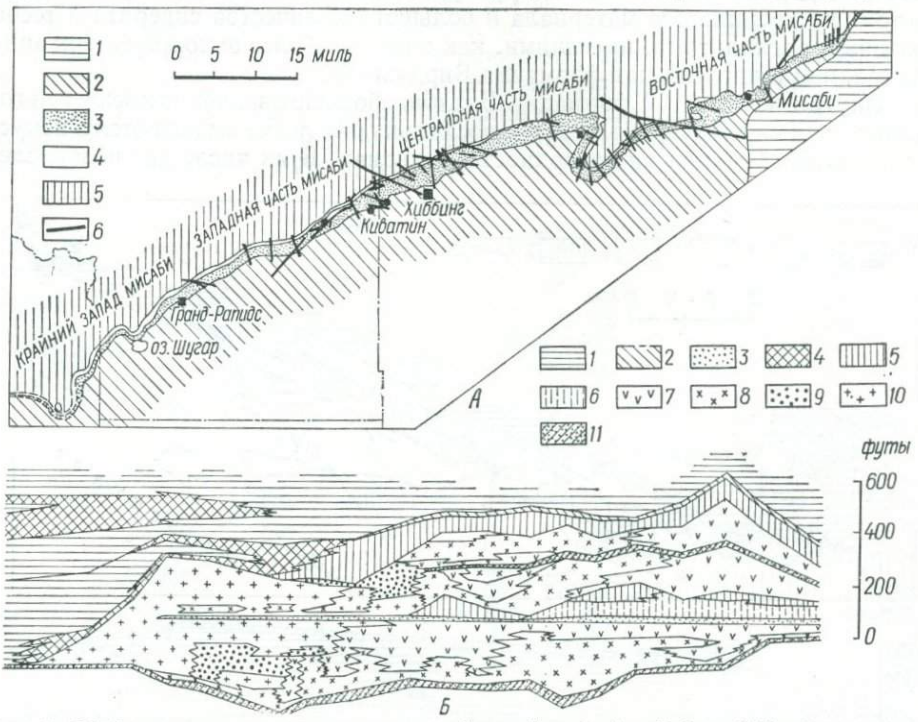


Рис. 2. Обобщенная геологическая карта района Мисаби (по Вайту, 1954; Симсу и др., 1968) — *А* и стратиграфический разрез, показывающий распределение фаций в пределах железистой формации Бивабик (модифицированная по данным Вайта, 1954) — *Б*.

А — Группа Кюинован: 1 — комплекс Дулут. *Группа Анимики: 2* — формация Вирджиния; *3* — железистая формация Бивабик; *4* — формация Покегама; *5* — породы нижнего докембрия, нерасчлененные; *6* — разломы.

Б — Расслоенные породы: 1 — аргиллиты; *2* — известняки и доломиты; *3* — туфосланцы; *4* — карбонатные роговики; *5* — силикатные и карбонатные породы; *6* — силикатные породы. *Зернистые породы: 7* — роговиково-силикатные с умеренным содержанием магнетита; *8* — роговиково-магнетитовые с умеренным содержанием силикатов; *9* — роговиково-силикатно-карбонатные; *10* — роговиковые и карбонатные; *11* — роговики (водорослевые) и джесперы

рается приблизительно на 120 миль в направлении восток-северо-восток. Восточный край железистой формации срезан дулутским комплексом среднекюинованского (поздний докембрий) возраста. Западный край покрыт слоями меловых и мощных ледниковых отложений; распространение и направление этой формации к западу от Гранд-Рапидс хорошо еще не изучено.

Железистая формация Бивабик мощностью 100—750 футов является средним звеном группы Анимики. Ее подстилают кварциты и загрязненные аргиллиты покегамской формации, а выше нее залегает мощная формация Вирджиния, состоящая из темно-серого аргиллита с прослоями граувакков. Есть достаточно данных, свидетельствующих о взаимном проникновении в районе Мисаби железистой формации Бивабик и формации Вирджиния.

Вулфф (1917) подразделил эту железистую формацию на четыре части (снизу вверх): 1) нижняя кремнистая, 2) нижняя сланцеватая, 3) верхняя кремнистая и 4) верхняя сланцеватая. Все они прослеживаются в пределах большей части главной зоны. Они распознаются даже в сильно метаморфизованных породах вблизи комплекса. Нижняя сланцеватая толща выклинивается вблизи Гранд-Рапидс; к западу нижняя и верхняя кремнистые толщи

объединены в одну. Исходя из текстуры и минералогии, нижнюю часть формации называют кремнистой, а верхнюю — сланцеватой.

Мощность и содержание железа в кремнистых породах уменьшаются в западном направлении. На крайнем западе зоны мощность этих пород всего лишь 20 футов, а минералы, содержащие железо, почти полностью отсутствуют. Однако, как и в других участках зоны, базальный конгломерат все еще содержит водорослевые структуры. Кроме того, сланцеватые породы состоят из кремнистого материала и большого количества сидерита и тесно связаны с аргиллитами, имеющими, как правило, более высокое содержание железа, чем вышележащая формация Вирджиния.

Внутри железистой формации Бивабик большое значение имеют три горизонта как маркирующие пласты, поскольку они легко выделяются в искусственных обнажениях на поверхности, в кернах. В их числе два водорос-

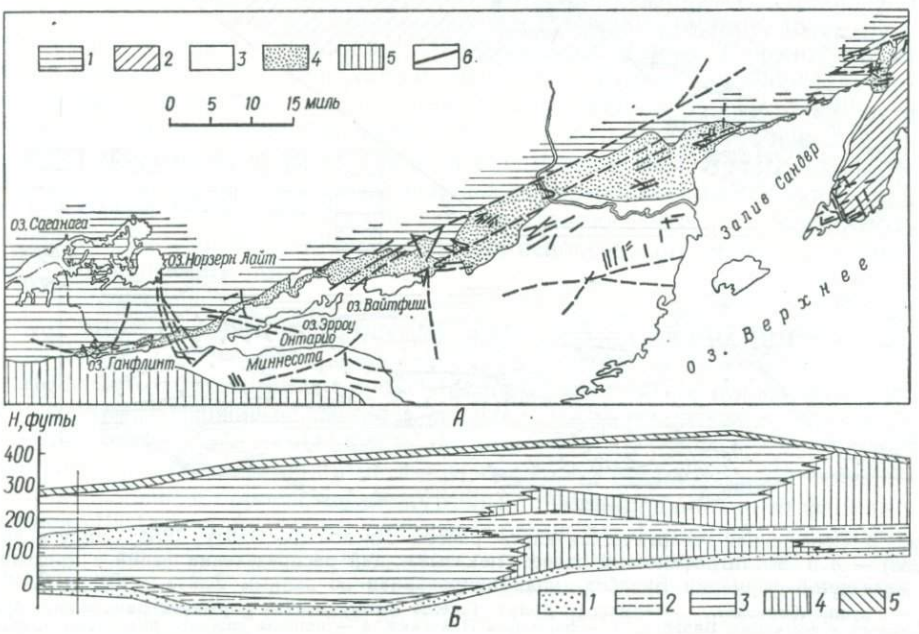


Рис. 3. Геологическая карта района Ганфлинт — *А* и стратиграфический разрез, показывающий распределение фаций в пределах железистой формации Ганфлинт (интерпретация Гудвина, 1956) — *Б*.

А. Группа Кюинован: 1 — изверженные породы; *2* — осадочные породы. *Группа Анимики: 3* — свита Роув; *4* — свита Ганфлинт; *5* — породы нижнего докембрия, нерасчлененные; *6* — сбросы. *Б: 1* — роговики (водорослевые), джесперы; *2* — туфосланцы, сланцы; *3* — такониты, гринолитовые карбонаты; *4* — межпластовые карбонатные роговики; *5* — известняки, доломиты.

вых горизонта — один в основании нижней кремнистой толщи, называемый «красным базальным таконитом», и второй где-то посредине верхней сланцевой толщи. Оба эти горизонта содержат гематит, частично кластический материал с многочисленными водорослевыми структурами — целыми и в виде обломков. Третий маркирующий горизонт, так называемые промежуточные сланцы (по цвету от темно-серого до черного), со значительным содержанием карбонатного материала, залегает в основании или в нижней части нижней сланцевой толщи. «Промежуточные сланцы» считаются вулканическим пеплом и являются единственным маркирующим горизонтом в данной железистой формации, представляющим интерес с точки зрения временной стратификации.

З о н а Г а н ф л и н т более или менее непрерывно прослеживается в районе от оз. Ганфлинт на государственной границе до залива Сандер в оз. Верхнем, т. е. на расстоянии приблизительно 100 миль (рис. 3). Отдельные обнажения, встречающиеся на восток до Шрайбера, Онтарио, на север-

ном побережье оз. Верхнего, свидетельствуют о том, что эти породы когда-то простирались по меньшей мере еще на 70 миль к востоку.

Зона протягивается в западном направлении к Миннесоте приблизительно на 12 миль, где породы среднего докембрия срезаются дулутским комплексом. Диабазовые дайки и силлы среднекюинованского возраста встречаются в большом количестве в породах среднего докембрия, особенно в юго-западной части зоны. Силлы мощностью до 1100 футов обычно залегают согласно с осадочными образованиями, но местами пересекают их.

Породы, обнажающиеся в зоне Ганфлинт, являются северо-восточным продолжением пород зоны Мисаби; обе зоны разделены дулутским комплексом. Как и в зоне Мисаби, группа Анимики представлена тремя формациями. Железистая формация Ганфлинт подстилается кварцитами Кекабеки, выше нее залегает формация Роув, в которой переслаиваются аргиллиты и грау-

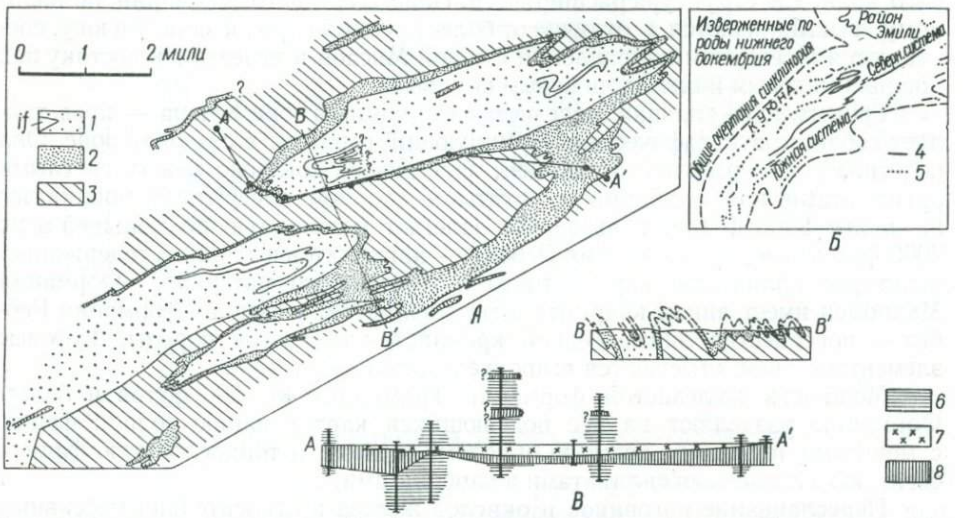


Рис. 4. Геологическая карта — *А*, обзорная карта центральной части Миннесоты — *Б* и стратиграфические разрезы северной части района Куюна (интерпретация Шмидта, 1963)—*В*:
1 — озерная формация Реббит; *2* — железистая формация Троммвальд; *3* — формация Махномен; *4* — установленная железистая формация; *5* — магнитные аномалии, *6* — аргиллиты; *7* — грубослоистые окисные фации; *8* — тонкослоистые силикатно-карбонатные фации.

вакки. Базальный кварцит имеет малую мощность, а местами вовсе отсутствует; там, где есть, он обычно включен в железистую формацию.

Гудвин (1956) разделил эту железистую формацию на шесть осадочных фаций; две из них — базального конгломерата и самая верхняя известняковая — уникальны. Остальные встречаются дважды в циклическом повторении и служат для разделения железистой формации на пачки: базальных конгломератов; нижнюю и верхнюю ганфлинтские и верхнюю известняковую.

Нижняя ганфлинтская пачка состоит из водорослевых роговиков и туфогенных сланцев; последние включают мощную таконитовую фацию, переходящую в полосчатые роговики и карбонатные породы. Базальная фация верхней ганфлитской пачки приурочена в основном к юго-западной части района, где она состоит из водорослевых роговиков. Выше наблюдаются туфогенные сланцы, образующие самую устойчивую пачку в железистой формации, что позволяет использовать ее как маркирующий горизонт. В юго-западном направлении выше сланцев залегает мощная таконитовая фация, переходящая на северо-востоке в полосчатые роговики и карбонатные породы. Известняковая пачка образует верхнюю часть железистой формации Ганфлинт и является устойчивой границей, отделяющей железо- и силикатсодержащие породы от лежащей выше формации Роув.

Зона Куюна располагается вблизи географического центра Миннесоты (рис. 4). Она находится западнее всех продуктивных железистых

зон в районе оз. Верхнего, примерно в 100 милях к западу и южнее Дулута в Миннесоте. Территория этой зоны в основном плоская. Мощный слой плейстоценовых ледниковых отложений покрывает здесь большую часть коренных пород. Естественных обнажений железистой формации не наблюдается, поэтому геологическая интерпретация основана на искусственных обнажениях в открытых рудниках, на данных алмазного бурения и материалах различных геофизических исследований.

Зону Куюна разделяли на две подзоны: южную и северную, исходя из различий в стратиграфии и структуре.

Соотношение между породами среднего докембрия и более древними образованиями в этом районе полностью еще не изучено. Породы среднего докембрия образуют сложный синклинорий северо-восточного простирания, окаймленный более древними отложениями, за исключением северо-восточного края, где структура расширяется. Пласты среднего докембрия, по-видимому, выклиниваются в отличие от более древних пород к западу и югу, соединяются в северном направлении с зоной Мисаби и исчезают к востоку под мощным меловым и плейстоценовым покровом.

Троммальд — главная железистая формация в зоне Куюна — представляет собой стратиграфический маркирующий горизонт в северной зоне. Она подстилается формацией Махномен, залегающей согласно между светлыми аргиллитами или сланцами и богатыми кварцем алевритами мощностью не менее 2000 футов, а выше нее залегает (мощностью по меньшей мере 2000 футов) озерная формация Реббит — аргиллитов и сланцев, содержащих некоторое количество карбонатного и железистого материала. Формация Махномен имеет линзы кварцита в верхней части, а озерная формация Реббит — повсеместно линзы бедной кремнисто-железистой породы. Туфовые элементы обычно отмечаются выше железистой формации.

Мощность железистой формации Троммальд 45—500 футов и более. Формацию разделяют на две поддающихся картированию толщи: фацию с мощными пластами, богатую окислами железа, и тонкослоистую фацию, богатую железистыми силикатами и карбонатами.

Переслаивание роговиков и окислов железа в относительно массивных пластах характеризует фацию с грубой слоистостью, в которой можно выделить две субфации. Одна из них представляет собой породу с параллельной слоистостью, в которой залегают непрерывные пласты роговиков толщиной от 6 дюймов до 6 футов, разделенные тонкослоистыми таконитами мощностью от нескольких дюймов до нескольких футов. Вторая субфация характеризуется волнистой слоистостью в результате горизонтального выклинивания отдельных кремнистых пластов на расстоянии нескольких футов.

Субфации с волнистой слоистостью и слои роговиков параллельнослоистой субфации имеют зернистую структуру. Большинство зерен и оолитов состоит из различных комбинаций кварца, карбонатов, мелкозернистых силикатов железа, магнетита, гематита. Местами наблюдаются большие количества молочного кварца, в частности вблизи верхней части грубослоистой фации, особенно в роговиковых пластах с зернистой структурой.

Тонкослоистая фация характеризуется переслаивающимися прослойками толщиной менее полдюйма; одни прослойки имеют толщину менее одной восьмой дюйма, толщину других можно рассматривать только под микроскопом. В этой фации встречаются роговиковые линзы толщиной несколько дюймов и роговиковые пласты мощностью 10 футов.

Основными минералами в тонкослоистой фации являются сидерит, магнетит, стильпномелан, миннесотаит, хлорит и кварц. Силикаты, карбонаты и магнетит находятся в различных количественных соотношениях. Какой-либо видимой минералогической зональности не наблюдается. В нескольких местах с тонкослоистой фацией переслаиваются глинистые слои; часть материала — это переработанный и измененный вулканический пепел.

Едва ли приходится сомневаться в корреляции пород в зонах Мисаби и Ганфлинт (рис. 5). Корреляция пород зон Мисаби и Куюна не столь надеж-

на. На первый взгляд, у обеих зон мало стратиграфического сходства. Однако в результате исследований в районе между зонами Мисаби и Куюна, называемом районом Эмили, выявлены породы, промежуточные между породами в каждой из этих зон.

Район Эмили принято считать частью зоны Куюна из-за их структурного сходства (Граут и Вулфф, 1955). Однако в ней обнаруживается последовательность залегания пород, очень напоминающая ту, что наблюдается на крайнем западе зоны Мисаби. Самая нижняя формация мощностью не менее 235 футов содержит кварцит (как и покегамская формация), который переслаивается со светлым серицитовым аргиллитом.

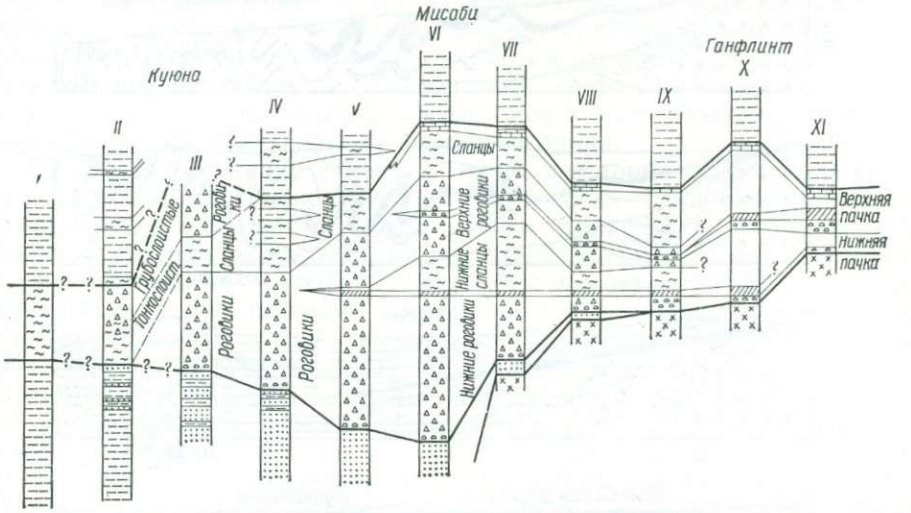


Рис. 5. Сопоставление литологических колонок районов Куюна, Мисаби, Ганфлинт.

Основная железистая формация в районе Эмили состоит (от древних к самым молодым) из нижней кремнистой пачки мощностью 255—300 футов, сланцеватой, или тонкослоистой, пачки мощностью 25—90 футов и второй кремнистой пачки неизвестной мощности. Нижняя кремнистая пачка снизу вверх состоит из: 1) тонкого горизонта, содержащего водорослевые структуры, выше которого залегают слои богатого гематитом сланцеватого или тонкослоистого таконита, 2) правильнополосчатого кремнистого таконита, 3) железисто-сланцевой глины, 4) правильнополосчатого кремнистого таконита и 5) пятнистого кремнистого таконита.

Выше главной железистой формации залегает мощная толща аргиллитов, литологически подобная озерной формации Реббит и формации Вирджиния. Таким образом, подразделение группы Анимики на три элемента можно распространить от зоны Мисаби к зоне Куюна.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Породы среднего докембрия в Миннесоте отложились в северной миогеосинклинальной части бассейна, на форму которого, по-видимому, повлияло существовавшее ранее направление трещин в более древних породах (Ван Хайз и Лизс, 1971). Бассейн простирался примерно от восточной части центральной Миннесоты через Висконсин к Мичигану и, возможно, до Лабрадорского трога (Голдич и др., 1961). Западная граница этого бассейна не установлена, но Уайт (1954) предположил, что западная береговая линия проходит западнее нынешних анимикийских обнажений; породы простирались на восток за пределы района залива Сандер в Онтарио (Гудвин, 1956) и к югу в Висконсин и северный Мичиган, где в настоящее время на поверхность выходят типичные эвгеосиклинальные отложения (Джеймс, 1958).

В анимикийское время в результате опускания поверхности море медленно наступало с юга на север через широкую, относительно плоскую долину. Во время наступления моря отложились кластические осадки от мелководных до глубоководных (рис. 6, *A*).

Опускание дна было более сильным в южной части бассейна, но заполнение этой части бассейна осадками в большей или меньшей степени компенсировало опускание. Таким образом, заложению железистой формации пред-

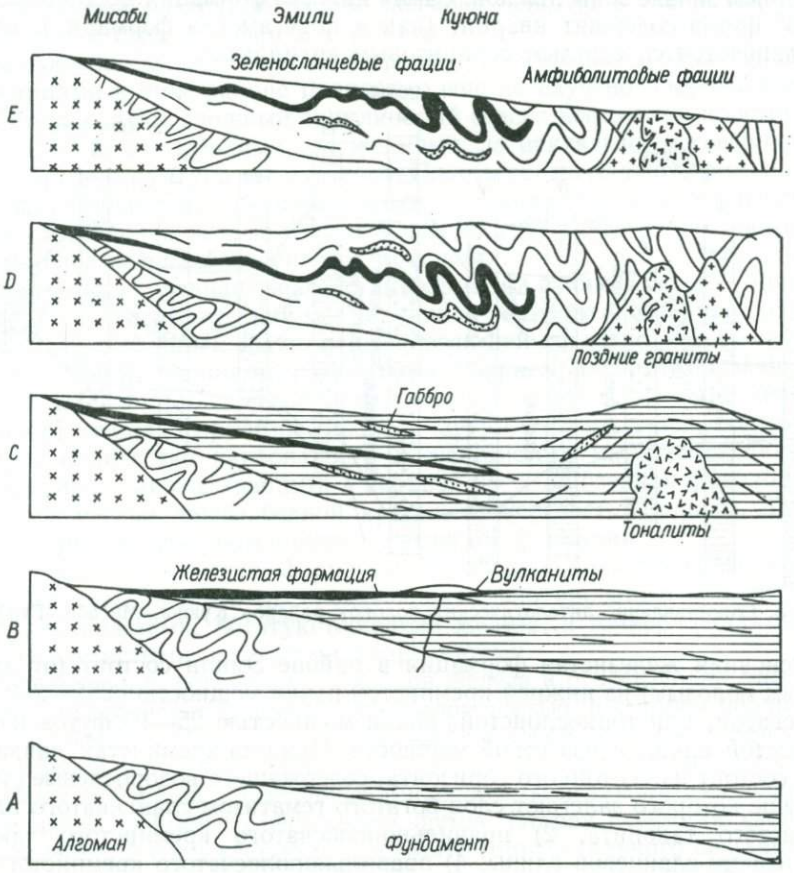


Рис. 6. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая эволюцию Пенокеанской геосинклинали и связанного с ней орогена в восточной и центральной частях Миннесоты.

шествовало отложение мелкозернистых кластических наносов, окаймленных тонкой зоной песчаников и конгломератов. Переход от кластической седиментации к химической был резким (рис. 6, *B*), и не исключено, что по времени он был трансгрессивным. Это изменение контакта свидетельствует о том, что были достигнуты условия устойчивого равновесия между районом размыва и осадочным бассейном и что кроме того кластического материала, который отмечается вблизи указанной линии, никаких или почти никаких кластических пород в бассейне не отложилось.

Существует мнение, что различные особенности текстуры и состава железистой формации являются следствием отложения при различных условиях седиментации. Установлена тесная связь между физическими и химическими условиями, составом осадков и характером их текстуры. Менгель (1965) показал, что зернистость обычно наблюдается в пластах с ритмичной или поперечной слоистостью. Смесь зерен с роговиковыми и карбонатными гальками, обломками водорослевых структур, оолитами и обломочным квар-

цем свидетельствует о том, что зерна были измельченными обломками, а таконит с зернами можно рассматривать как особую разновидность песчаника. Выявленные под микроскопом особенности свидетельствуют о том, что многие зерна были переработаны из ранее отложившегося материала. Таким образом, значительная часть кремнистых таконитов имеет некоторое сходство с кластическим известняком. Ла Барк (1967) предположил, что незернистые или сланцеватые такониты имеют величину зерен и характер слоистости, во многих отношениях делающих их похожими на алевриты или аргиллиты, и что многие зерна образовались из мелкозернистого материала с той же текстурой. Менгель (1965) предположил, что большой размер зерен должен благоприятствовать их селективному переносу. Вероятно, в определенный момент геологической истории при образовании железистой формации зернистые осадки могут отложиться относительно близко от береговой линии в мелководной изменчивой среде, тогда как сланцеватые или тонкослоистые осадки откладываются в более глубокой или менее активной водной среде далеко от береговой линии.

Железистые формации отражают также некоторые особенности химических условий осадконакопления. Джеймс (1955, 1966) выделил четыре основные фации — окисную, карбонатную, силикатную и сульфидную и предположил, что окислительный потенциал был главным фактором, контролирующим состав осадков. В целом богатые окислами фации следует искать в мелководных районах, подверженных воздействию волн и течений, тогда как сульфиды железа откладываются в условиях спокойной, глубокой и стоячей водной среды; другие фации откладываются при промежуточных условиях и в большей или меньшей степени накладываются на упомянутые выше. Таким образом, железистая формация Троммальд отложилась при двух различных типах условий окружающей среды. В относительно глубокой и восстановительной водной среде возникла тонкослоистая фация, состоящая из роговиков, карбонатов и силикатов (карбонатно-силикатная фация, по Джеймсу), а в более мелкой, возможно, неспокойной окисляющей водной среде — толстослоистая зернистая фация, состоящая из роговиков и окислов железа (окисная фация, по Джеймсу).

Уайт (1954) обнаружил подобную литофациальную картину в железистой формации Бивабик и предположил, что переслаивающиеся кремнистая (окисно-силикатная) и сланцеватая (силикатно-карбонатная) фации являются результатом отложения осадков при трансгрессивных и регрессивных условиях. Гудвин (1956) считал, что фациальная последовательность толщ железистой формации Ганфлинт была результатом осадконакопления на различных водных глубинах в периоды нестабильности земной коры. Он предполагал также, что эта нестабильность связана с вулканической деятельностью, погружение периодически видоизменяло конфигурацию бассейна и, соответственно, распределение фаций. В конце концов это видоизменило состояние равновесия между бассейном и районом-источником, в результате чего далеко в пределы бассейна поступило значительное количество сланцеватого материала (рис. 6, *С*). Хотя резкий переход от химической к кластической седиментации характерен для всего бассейна Миннесоты в целом, механизм, вызывавший его, еще недостаточно понятен. Даже при расположении бассейна в Миннесоте вблизи вулканического района он должен был находиться на достаточном отдалении от центра вулканической деятельности, так как относительное количество вулканического материала относительно невелико. Однако есть достаточно данных, свидетельствующих об интенсивной вулканической деятельности в других частях бассейна. Джеймс (1958) заметил, что приблизительно эквивалентные породы в северном Мичигане содержат достаточно вулканического материала и отдельные формации имеют линзовидную форму, что свидетельствует об отложении осадков в ряде небольших и короткоживущих бассейнов в вулканически активном и тектонически нестабильном районе. Можно сделать вывод, что тектоническая нестабильность в эвгеосинклинальной части бассейна проявилась

в Миннесоте в виде колебаний относительного положения береговой линии и систематического изменения типов отлагающихся осадков.

В более поздние стадии осадконакопления бассейн стал неустойчивым (рис. 6) и вблизи осевой его части происходили интрузии изверженных пород (Голдич и др., 1961). Этой деформацией, пенокеанским орогенезом, завершился среднедокембрийский этап в районе оз. Верхнего.

СТРУКТУРА

Наблюдаемая в настоящее время структурная конфигурация среднедокембрийских пород в Миннесоте обусловлена частичным наложением по меньшей мере двух тектонических процессов. Вначале во время пенокеанского орогенеза породы подверглись действию складкообразования и метаморфизма. Поскольку основная деформация ограничивалась осевой частью пенокеанской геосинклинали, значительно изменились породы в зоне Куюна, в зоне Мисаби породы были изменены меньше, а в зоне Ганфлинт — лишь незначительно. Позднее, во время среднего кюинована, структурная конфигурация этих пород изменилась в результате формирования синклинали оз. Верхнего, причем ось этой синклинали проходит приблизительно там, где в настоящее время находится оз. Верхнее. В результате пласты в зонах Мисаби и Ганфлинг, находясь на северном крыле этой структуры, имеют пологое южное падение. Однако в зоне Куюна это более позднее структурное событие сказалось мало.

В целом структура пород среднего докембрия усложняется в юго-западном направлении. Самая северная зона Ганфлинт менее всего деформирована. Это моноклиналь с простиранием с востока на северо-восток и падением 5—15° ЮВ, если не считать интрузивных пород примерно среднего кюинована, падение которых может быть до 60°. В этой структуре широко распространены гравитационные сбросы, которые здесь преобладают. Многие сбросы имеют крутое падение с вертикальным смещением почти 300 футов (Тантон, 1933); однако большинство смещений незначительно — 20—100 футов. Сбросы имеют главным образом восточное или восточно-северо-восточное простирание, и только некоторые из них северное или северо-западное.

Структура зоны Мисаби напоминает структуру зоны Ганфлинт, но первая более сложная. Это пологопадающая моноклиналь, имеющая северо-северо-восточное простирание и падение 5—15° ЮВ. Это общее направление, однако, прерывается несколькими резкими структурными формами, которые послужили причиной образования заметных перегибов в простирании анимикийских пород или вызвали значительные изменения ширины обнажения железистой формации. Среди наиболее интересных структурных особенностей выделяются следующие: 1) «Вирджинский рог» — широкая поперечная складка, построенная из полого погружающейся на юго-запад синклинали и параллельной антиклинали; 2) «Сифонная» структура, которая может быть сбросом и моноклиналью с северным простиранием; 3) Бивабикский сброс с простиранием С 30° З, с крутым южным падением и вертикальным смещением около 200 футов; 4) несколько поперечных складок северного простирания восточнее «Вирджинского рога» и 5) антиклиналь оз. Шугар — широкая структура, погружающаяся на юг западнее Гранд-Рапидс. Кроме того, недавно выделено несколько менее явных, но важных структурных особенностей (Марсден и др., 1969). Например, район Нашваук-Киватин (рис. 7) состоит из нескольких поперечных складок, которые наряду со сбросами и моноклиналями в промежуточных районах затухают и падают навстречу одна другой, образуя широкие ступени в центральном грабене.

Среди других менее значительных, но характерных структурных особенностей отмечаются следующие: 1) мелкие складки и моноклинали, местами образующие крутые падения в железистой формации; 2) сбросы с обычным простиранием С 75° З или С 20° З, имеющие смещения менее 50 футов и 3) очень резко выраженные трещины с направлениями С 10° В, С 40° З

или восток — запад (Грюнер, 1922, 1946). Эти более мелкие структуры были важным фактором для установления размеров и распределения естественных рудных тел.

Не все структуры в пластах среднего докембрия можно связать с определенным тектоническим событием. Симс и другие (1968) пришли к заключению, что многие сбросы, секущие железистую формацию, представляют собой возрожденные движения в более древней структуре, развившейся первоначально в породах нижнедокембрийского фундамента. Грюнер (1946) и Уайт (1954) писали, что южное падение и система трещин согласуются, но не обязательно связаны с развитием синклинали оз. Верхнего. Многие

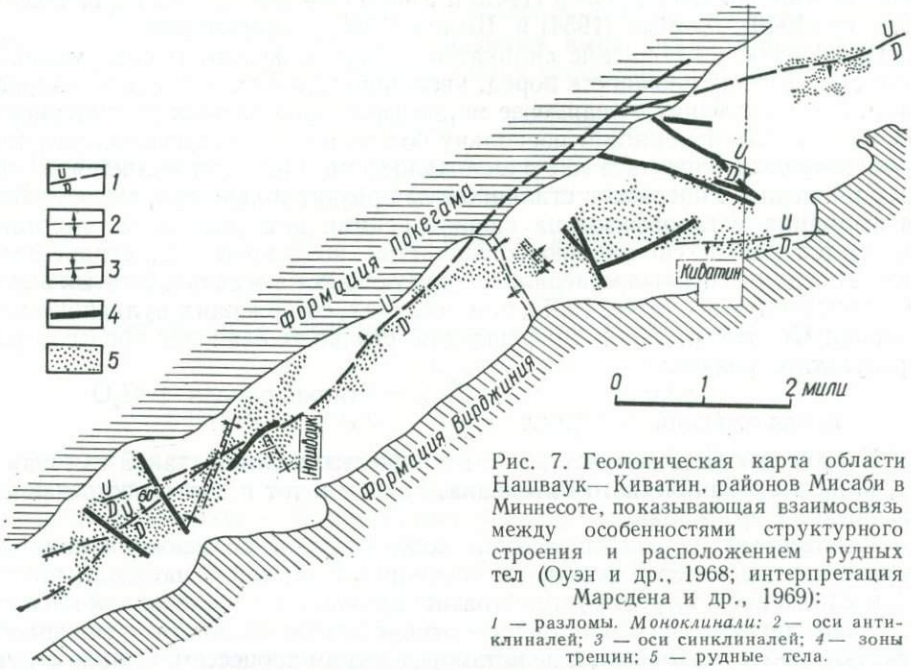


Рис. 7. Геологическая карта области Нашваук—Киватин, районов Мисаби в Миннесоте, показывающая взаимосвязь между особенностями структурного строения и расположением рудных тел (Оуэн и др., 1968; интерпретация Марсдена и др., 1969):

1 — разломы. *Моноклинали: 2* — оси антиклиналей; *3* — оси синклиналей; *4* — зоны трещин; *5* — рудные тела.

из других структур имеют направления, согласующиеся с их развитием в период пенокеанского орогенеза. Таким образом, можно сделать вывод, что структура в зоне Мисаби сложная и связана по времени с обоими тектоническими фазами, проявившимися в этом районе.

В отличие от зоны Мисаби структура зоны Куюна развивалась в течение единственного пенокеанского орогенеза. Структура подстилающих пород представляет собой крупную четко выраженную синклиналь и несколько относительно менее заметных, но значительных антиклиналей. Осевые плоскости почти всех этих складок имеют северо-восточное простирание и круто падают на юго-восток; в большинстве участков юго-восточные крылья синклиналей перевернуты. Наблюдаются многочисленные складки волочения, имеющие нормальную и систематическую связь с основными складками. Поперечные складки, или волнистость осей складок, либо же изменение на обратное направлений погружения встречаются локально. В целом осевые плоскости поперечных складок могут иметь простирание примерно С 10—20° В.

Сбросы, которые можно уверенно выделить и нанести на карту (Шмидт, 1963), ограничены в количестве и размерах. Хотя они могут быть важными элементами в пределах того или иного рудника, для района в целом они значения не представляют. В большей части железистой формации отмечаются многочисленные трещины, которые служили основными местами развития некоторых естественных руд Куюна. Основные трещины имеют простирание приблизительно С 35° В и располагаются вертикально, т. е. почти перпендикулярно к осям складок.

Существует мнение, что железистые формации — это химические осадки; однако в вопросе исходных химических продуктов и их последующей диагенетической и (или) метаморфической истории мнения не совпадают. Кварц, гриналит, карбонаты и гематит обычно считаются первичными (Грюнер, 1946; Джеймс, 1954; Уайт, 1954). По данным большинства исследований, магнетит первичен, но Ла Берж (1964) и Френч (1968) на основании структурных данных пришли к выводу, что в железистой формации Бивабик он вторичен. Относительно происхождения миннесотаита и стильпномелана сомнений еще больше: Грюнер (1946) и Уайт (1954) считают их первичными, а Тайлер (1949), Джеймс (1954) и Шмидт (1963)— вторичными.

Процентное соотношение силикатов железа в железистых формациях, как и структурная сложность пород, увеличивается в юго-западном направлении. Зона Ганфлинт — наименее метаморфизована из трех рассматриваемых железистых провинций, поскольку большая часть встречающегося там кремнезема содержится все еще в виде халцедона. Гриналит является основным силикатным минералом; стильпномелан развит только там, где железистая формация метаморфизована кюинованскими интрузиями, миннесотаит встречается редко. По мнению большинства исследователей, стильпномелан— это один из первых минералов, образующихся в осадках, богатых железистыми хлоритами (Йодер, 1957), или в осадках, содержащих вулканический материал (Ла Берж, 1966); ганфлинтский стильпномелан мог образоваться в результате реакции:

$$\text{хлорит}_{\text{вулканический материал}} + SiO_2 = \text{стильпномелан} + H_2O$$

Хлорит мог быть получен из богатой железом глины, такой как шамозит, или из вулканического материала, причем и тот и другой встречаются в железистой формации.

Миннесотаит и стильпномелан содержатся в большом количестве на участках железистой формации Бивабик, и Уайт (1954) показал, что их распространение контролируется стратиграфически в региональном масштабе. Таким образом, пространственное распределение силикатных минералов легче объяснить осадочным, а не метаморфическим процессом. Однако структура пород свидетельствует о преимущественно вторичном происхождении стильпномелана и миннесотаита. Бóльшая часть миннесотаита находится в кремнистых слоях, где он замещает гриналит в результате реакции:

$$\text{гриналит} + \text{кварц} = \text{миннесотаит} + \text{вода}$$

Стильпномелан в основном ограничивается сланцеватыми слоями, в которых содержится больше глинозема (7%), чем в кремнистых таконитах (около 1%) (Грюнер, 1946). Исходя из этого, можно заключить, что в результате селективного переноса глиноподобный материал, такой как шамозит или измененные вулканические обломки, концентрировался в определенных стратиграфических горизонтах. Реакции, приводящие к образованию стильпномелана, в которые входит одна или обе эти формы, могут произойти в определенных пластах.

К сожалению, нет данных, характеризующих физические условия, при которых образовывались миннесотаит и стильпномелан. Перри (1970, устное сообщение) с помощью соотношений кислородных изотопов в парах кварц—магнетит продемонстрировал, что температуры в большей части главной зоны Мисаби никогда не превышали 100° С. Вероятно, и миннесотаит, и стильпномелан образуются при достаточно низких температурах, и бессмысленно искать различия между диагенетическими процессами и процессами метаморфизма низкой ступени.

Метаморфизм был интенсивен в зоне Куюна, где миннесотаит и стильпномелан содержатся в большом количестве в тонкослоистых фациях. Шмидт (1963) показал, что железистая формация переслаивается с рассланцованны-

ми породами, в которых содержится хлорит и биотит. Более того, грюнерит, который считается показателем гранатовой ступени регионального метаморфизма (Джеймс, 1955), отмечается в железистой формации в юго-восточной части северной зоны, где гранаты встречаются в соответствующих сланцеватых породах. Тесная связь метаморфических минералов в железистой формации и в соответствующих пелитовых породах позволила Шмидту (1963) прийти к выводу, что породы Куюна были метаморфизованы во время пенокеанского орогенеза [позднее Петерман (1966) установил время орогенеза — 1750 млн. лет] и что силикатные минералы в железистой формации являются продуктом метаморфизма. Поскольку стратиграфического контроля в распределении миннесотаита и стильпномелана нет, они могли образоваться в результате любой из указанных выше реакций или реакций между первичными минералами железистой формации, например:

$$\text{сидерит} + \text{кварц} + \text{вода} = \text{миннесотаит} + CO_2.$$

Грюнерит образуется при условиях несколько более высокого метаморфизма в результате нескольких возможных реакций:

$$\text{миннесотаит} = \text{грюнерит} + \text{кварц} + H_2O;$$

$$\text{миннесотаит} + \text{магнетит} = \text{грюнерит} + \text{кварц} + H_2O + CO_2;$$

$$\text{стильпномелан} = \text{грюнерит} + \text{железистая роговая обманка} + \\ + \text{кварц} + H_2O\ (+ K_2O);$$

$$\text{сидерит} + \text{кварц} + H_2O = \text{грюнерит} + CO_2.$$

Можно сделать вывод, что миннесотаит и стильпномелан (а, возможно, и какая-то часть магнетита) и вторичные минералы образовались в широком диапазоне температуры. В умеренных условиях реакции с терригенными или вулканическими обломками происходили в объемах пород с соответствующим общим составом. Таким образом, распределение продуктов этих реакций контролируется стратиграфическими факторами. Однако там, где метаморфизм был более интенсивным, должны были происходить реакции с первичными минералами, а продукты этих реакций должны иметь произвольное стратиграфическое распределение. Все косвенные минералогические, стратиграфические материалы и данные изотопного состава, которыми мы сейчас располагаем, не противоречат выводу о том, что бивабикская и троммвальдская железистые формации претерпели период метаморфизма низкой ступени во время пенокеанского орогенеза; на железистую формацию Ганфлинт эти геологические процессы не повлияли.

Другие метаморфические явления, связанные с заложением дулутского комплекса, накладываются на широкую минералогическую основу, описанную выше. Их проявления ограничиваются узкой контактовой зоной в районе восточного Мисаби и частью зоны Ганфлинт, обнажающейся в Миннесоте (рис. 8). Френч (1968) показал, что действие метаморфизма в железистой формации Бивабик уменьшается с востока на запад в сторону от контактовой зоны. Ему удалось выделить четыре метаморфические зоны. Зона *1* — это неизменные такониты, характеризуемые мелкой зернистостью и состоящие из кварца, окислов железа, карбонатов железа и силикатов железа, таких как шамозит, гриналит, миннесотаит, стильпномелан. Зона *2* является промежуточной, в ней не наблюдается минералогических изменений, но существует значительное вторичное замещение исходных минералов кварцем и анкеритом. В зоне *3* содержится умеренно метаморфизованный таконит, характеризующийся развитием грюнерита и исчезновением расслоенных силикатов и карбонатов. Зона *4* представляет собой высокометаморфизованные такониты повышенной твердости с большими зернами и наличием железосодержащих пироксенов. Аналогичная зональность отмечается в провинции Ганфлинт, а Мори и другие выделяли три метаморфические зоны,

эквивалентные зонам *2*, *3* и *4* Френча. Минеральные ассоциации вблизи дулутского комплекса в зоне Ганфлинт такие же, как в крайней восточной части зоны Мисаби (зона *4*, по Френчу), описанной Боннихзеном (1969). Эти исследования показали, что метаморфизм был в значительной степени изохимическим и характеризовался главным образом потерей H_2O и CO_2. Нет никаких данных в пользу того, что большие количества минеральных компонентов могли быть перенесены в рассматриваемую железистую формацию из дулутского комплекса.

Средняя ступень метаморфизма, характеризующаяся грюнеритом и куммингтонитом, приблизительно эквивалентна гранатовой стадии регионального метаморфизма; пироксеносодержащие породы свидетельствуют о силли-

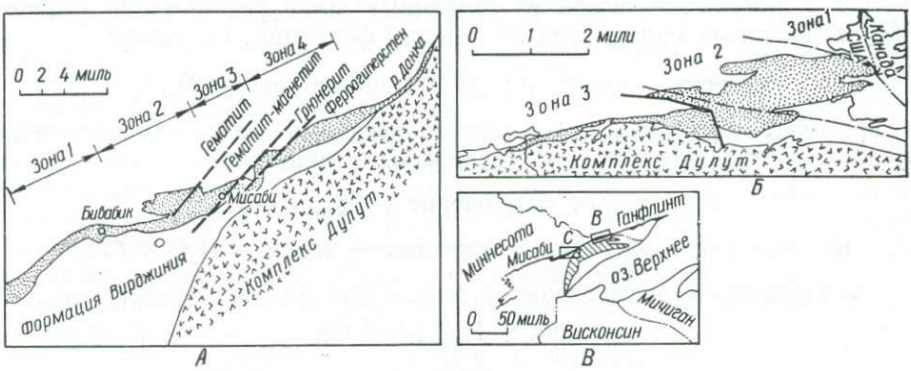


Рис. 8. Геологические карты частей районов Мисаби и Ганфлинт, показывающие распределение метаморфических минеральных ассоциаций, образовавшихся под воздействием интрузивных пород комплекса Дулут (интерпретация Френча, 1968, и по данным неопубликованной работы Мори и др.).

А — железистая формация Бивабик; *Б* — железистая формация Ганфлинт; *В* — обзорная карта.

манитовой стадии регионального метаморфизма (Джеймс, 1955). Перри и Боннихзен (1966), используя фракционирование кислородных изотопов в парах кварц-магнетит, установили, что железистая формация Бивабик имела температуру 700—750° С вблизи контакта с дулутским комплексом, а Френч (1968) заключил, что умеренно метаморфизованный таконит имел температуру 300—400° С в 2—3 милях от контакта с дулутским комплексом.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУД

Магнетито-таконитовые руды

Магнетит встречается в неокисленных железистых формациях среднего докембрия от очень незначительных до больших количеств. Он наблюдается в виде включений отдельных восьмигранников, агрегатов отдельных восьмигранников или расслоенных скоплений, образованных в результате соединения агрегатов зерен (рис. 9). Очень мелкозернистый магнетит, встречающийся как в зернах, так и в цементирующей среде в виде вкраплений и мелких включений кристаллов размером 5 *мк* и меньше, по-видимому, первичный. Однако определенные вторичные эвгедральные кристаллы магнетита величиной 0,05—0,1 *мм* обычно замещают образовавшиеся ранее зерна силикатов железа, а также располагаются между ними в жилах мелкозернистого сидерита, в тонкослоистых телах, ассоциирующих с кремнистым таконитом (Лаберг, 1964; Френч, 1968). Замещение магнетитом наиболее характерно для краев зерен, а также замещающихся во внутренней части зерен гриналита или миннесотаита, окруженный каемкой более крупного магнетита, что во многих случаях сохраняет контуры зерен; гораздо реже зерна полностью замещаются магнетитом. Во многих случаях устанавливается некоторая

связь между первичной осадочной текстурой и распределением большинства магнетита.

Мощные пласты, из которых добывают магнетит с применением современной технологии, обнаружены только в зоне Мисаби. Рудные тела обычно залегают между кремнистыми пачками. Все пласты сланцев тонки и убоги для добычи. Рудные тела имеют слоистые пласты, что определяет вертикальное и горизонтальное изменение содержания и крупность зерна магнетита. Нижняя кремнистая рудная зона — или средняя часть пачки — наибольшая и достаточно однородная по содержанию магнетита, верхняя — значительно менее однородна по содержанию железа, а распределение магнетита здесь очень неустойчиво. Это менее удобный, хотя и пригодный для разработки рудный горизонт.

Магнетитовые руды залегают в двух районах — в главном районе Мисаби между Нашвауком и Мисаби и на восток от Мисаби. Различие между этими двумя районами не только географическое, поскольку руды восточного

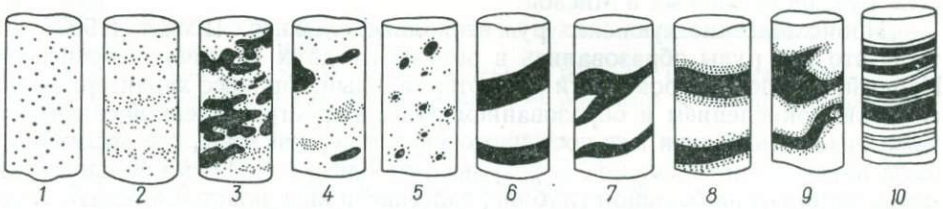


Рис. 9. Текстурные особенности распределения магнетита в железистой формации Бивабик (модифицированная классификация по данным горной компании Ханна, Киватин, Миннесота).

Мисаби видоизменены в результате метаморфизма, связанного с контактовой зоной дулутского комплекса. Западнее Нашваука отмечается переход в горизонтальном направлении от магнетитовых к карбонатсодержащим пластам, поэтому остаются лишь относительно небольшие «острова» или «языки» неокисленных магнетитсодержащих пластов.

Пригодные для разработки магнетитовые отложения восточного Мисаби ограничиваются верхней кремнистой и нижней частью верхней сланцеватой пачки. Хотя железистая формация видоизменена до полностью перекристаллизованных с песчаниковой текстурой зернистых пород, вблизи дулутского комплекса промышленный магнетитовый концентрат из любого горизонта тот же, что и неметаморфизованного, несмотря на то, что магнетит несколько более крупнозернистый. Это может быть в какой-то мере следствием широкого развития плотной магнетито-силикатной структуры в более метаморфизованных породах, в результате чего размельчение и извлечение магнетита затруднены.

Природные рудные тела залегают только в зонах Мисаби и Куюна. Они описаны Лизсом (1903), Вульфом (1915), Грюнером (1946), Уайтом (1954), Граутом и Вульфом (1955), а также Шмидтом (1963). Рудные тела в железистых формациях Троммальд и Бивабик имеют различные формы и размеры, причем существует ярко выраженная взаимосвязь между их местоположением и структурными особенностями, которые обусловили образование трещин в исходных таконитах (см. рис. 7). По конфигурации рудные тела бывают от заполнения узких трещин до пластообразных, где в благоприятных стратиграфических горизонтах образуются большие рудные участки. В некоторых рудных телах руда образовывалась в основном по всей железистой формации от ее подошвы до кровли.

Природные руды являются продуктом вторичного окисления и выщелачивания первоначальной железистой формации. Исходные материалы, окисляясь до окислов железа (главным образом гематита и гетита), и в то же время кальций, магний и значительная часть кремнезема удалялись вследствие выщелачивания. Вопрос об источнике и природе окисляющих и выще-

лачивающих растворов много обсуждался, но предложены были только две основные гипотезы происхождения природных руд. В соответствии с первой, выщелачивание и окисление происходили при выветривании вследствие просачивания вниз метеорных вод; по второй — направленными вверх горячими гидротермальными растворами.

В настоящее время существует мнение, что большая часть природных руд Мисаби образовалась в результате нормальных процессов выветривания (Мардсен и др., 1969). Все рудные тела связаны с поверхностью эрозии, которая в целом является современной подстилающей поверхностью. Они залегают ниже поверхности ледниковой эрозии или, в некоторых районах, под покровом меловых отложений. Руда встречается на разных глубинах, но чаще всего концентрируется достаточно близко к поверхности. Таким образом, поверхностные воды, просачиваясь через проницаемые зоны — сбросы, трещины или разломы — и действуя в течение длительного времени, могли определить конфигурацию, распределение, текстуру и состав природных руд, наблюдаемых в Мисаби.

Происхождение куюнских руд несколько сложнее. Шмидт (1963) считает, что эти руды образовались в результате двух различных процессов. Первый, по всей вероятности гидротермальный, процесс характеризуется глубоким окислением и образованием руды в пространственной связи с зонами разломов вблизи юго-восточного края северной зоны, где деформация была наиболее интенсивной. В результате рудные тела имеют большие размеры, залегают на большой глубине, залегают в виде пластов и богаты гематитом. Второй процесс, очевидно, связан с обычным выветриванием. Неправильный покров гематитовой руды образовался на всех обнаженных поверхностях неокисленной железистой формации, вдоль плоскостей трещин, ранее открытых во время гидротермального процесса, а также по краям всех существовавших гидротермальных рудных тел. Если не считать мест развития вдоль краев гидротермальных рудных тел, на глубинах более 100 футов ниже современной поверхности подстилающих пород не отмечается вторичной руды.

Точное время образования руды не установлено. Петерман (1966) писал, что породы Куюна были метаморфизованы приблизительно 1750 млн. лет тому, а позднее, около 1460 млн. лет назад, на них повлияло «гидротермальное» выщелачивание. Такая интерпретация совпадает с геологическими данными Шмидта (1963). К сожалению, нельзя точно установить, когда образовались руды второй стадии. Рудные месторождения должны были сформироваться до позднего мелового времени на ранее образовавшейся подстилающей поверхности с низким рельефом. Пархам (1970) показал, что в мезозойское время от начала позднего мелового периода на пенеплене, простиравшемся от Манитоды в Канаде примерно до южной Миннесоты, образовался рыхлый покров.Саймонс (1966), исходя из палеомагнитных данных, предположил, «... что метеорные растворы вызвали выветривание первоначальных железистых формаций Анимики во время мезозоя — кайнозоя и образовали ... рудные месторождения». Таким образом, вероятно, что выветрелые природные руды явились результатом длительного периода выветривания во время позднего мезозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Bell R.— Geol. Survey of Canada Rpt. of Prog. for 1872—1873, 1873.
Bonnichsen B.— Mineral. Soc. America Spec. Paper **2**, 1969.
Broderick T. M.— Econ. Geol. **15**, 1920.
Clements J.— U. S. Geol. Survey Mon., **45**, 1903.
Faure G. a. Kovach J.— Geol. Soc. America Bull., **80**, 1969.
French B. M.— Minn. Geol. Survey Bull, 1968, **45**.
Gill J. E.— Econ. Geol., **22**, 1927.
Goldich S. S. et al.— Minn. Geol. Survey Bull., **41**, 1961.
Goodwin A. M.— Econ. Geol., **51**, 1956.
Grout F. F. a. Wolff J. F. Sr.— Minn. Geol. Survey Bull., **36**, 1955.

Gruner J. W.— Minn. Geol. Survey Bull., **19,** 1924.
Gruner J. W. The mineralogy and geology of the taconites and iron ores of the Mesabi range, Minnesota. St. Paul, Minnesota. Office of the Commissioner of the Iron Range Resources and Rehabilitation, 1946.
Hunt T. S. The geognostical history of the metals.— Am. Inst. Min. Met. Eng. Trans. 1873, **1.**
Hurley P. M. et al.— Jour. Geology, 1961, **70.**
Irving R. D.— U. S. Geol. Survey Mon., **5,** 1883.
James H. L.— Econ. Geol., **49,** 1954.
James H. L.— Geol. Soc. Am. Bull., **66,** 1955.
James H. L.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper **314-C,** 1958.
James H. L.— Am. Jour. Science, Bradley volume, 1960, **258-A.**
James H. L.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440-W, 1966.
LaBerge G. L.— Econ. Geol. **59,** 1964.
LaBerge G. L.— Econ. Geology, **61,** 1966.
LaBerge G. L.— 13th Ann. Inst. on Lake Superior Geol., May 1—2. East Lansing, Michigan. 1967.
Leith C. K.— U. S. Geol. Survey Mon., **42,** 1903.
Marsden R. W. et al.— Ore deposits of the United States, **1,** Am. Int. Min. Met. Engs., 1969.
Mengel J. T.— Geol. Soc. America Program for 1965 Annual Meetings, **4—6.** Kansas City, Missouri, Abstracts. 1965.
Murray A.— Geol. Survey of Canada Rpt. of Prog. for 1853—1856, 1857.
Owen D. D.— Report on a geological survey of Wisconsin, Iowa and Minnesota. Philadelphia, 1852.
Owens J. S., Trost L. C. a. Mattson L. A.— Soc. Mining Engineers preprint, 68-1-345, Minneapolis Meeting, Sept., 1968.
Peterman Z. E.— Geol. Soc. America Bull., **77,** 1966.
Petry E. C. Jr. a Bonnichsen R.— Science, 1966, **153.**
Schmidt R. G.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper **407,** 1963.
Sims P. K. et al.— 14th Annual Institute on Lake Superior geology, May 6—7, 1968. Superior, Wisconsin.
Sloan R. E.— Minn. Geol. Survey Rept. of Inves, **5,** 1964.
Spurr J. E.— Minn. Geol. Survey Bull., **10,** 1894.
Stockwell C. H.— Geol. Survey Canada. Paper 64—17, pt. 2, 1964.
Symons D. T. A.— Econ. Geology, **61,** 1966.
Tanton T. L.— Geol. Survey Canada Mem., 167, 1931.
Trendall A. F.— Geol Soc. America Bull., **79,** 1968.
Tyler S. A.— Geol. Soc. America Bull., **60,** 1949.
Van Schmus W. R.— Jour. Geology, 1965, **73.**
Van Hise C. R. a. Clements J. M.— U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rpt., pt 3, 1901.
Van Hise C. R. a. Leith C. K.— U. S. Geol. Survey Mon.. **52,** 1911.
White D. A.— Minn. Geol. Survey Bull., **38,** 1954.
Winchell H. V.— Minn. Geol. Survey Ann. Rpt., **20,** 1893.
Wolff J. F.— Eng. Min. Jour., 1915, 100.
Wolff J. F.— Am. Inst. Min. Met. Eng. Trans., **56,** 1917.
Yoder H. S.— Ann. Rept. Geophys. Lab., Carn. Inst. Wash, Yearbook 56, 1957.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Ю. П. МЕЛЬНИК, Р. И СИРОШТАН
(СССР)

Железисто-кремнистые породы составляют значительную часть общей толщи железорудной формации. Они имеют разнообразный минеральный состав — от гематитовых бессиликатных джеспилитов до силикатных роговиков и сланцев — при однообразном химическом составе. Так, джеспилиты и сланцы, весьма отличаясь минеральным составом, очень близки по содержанию кремнезема и общего железа; другие породообразующие компоненты находятся в подчиненных количествах и поэтому существенной роли в минералообразовании не играют. Обычно SiO_2 составляет 40—50% всей породы; Fe_2O_3 — 30—50, FeO — 1—25 и MgO — 0,1—8%. Другие компоненты, такие как Al_2O_3, Na_2O, K_2O, содержатся в незначительных количествах и составляют в общем не более 6—8%. Таким образом, химический

состав пород характеризуется резким преобладанием железа и кремнезема над другими составляющими, на основании чего можно выделить их в самостоятельную железисто-кремнистую изохимическую группу. Соотношение Fe_2O_3 и FeO для различных разновидностей этой изохимической группы значительно изменяется, что связано с наличием в первую очередь гематита или магнетита как рудных минералов, а во вторую — железистых силикатов. Образование рудных минералов можно объяснить наличием окиси железа Fe_2O_3, а возникновение силикатов — преобладанием закиси железа — FeO. На эту особенность минералообразования в системе Fe_2O_3 — — FeO — SiO_2 обратили внимание Д. С. Коржинский и Н. П. Семененко.

Д. С. Коржинский считает, что на ранних этапах метаморфизма образование парагенезиса гематит — магнетит связано с инертным поведением кислорода. Повышение метаморфической переработки сопровождается некоторой подвижностью кислорода, что вызывает замещение гематита магнетитом и первый становится неустойчивым в высокотемпературных ассоциациях.

Активность железа вступать в реакцию с SiO_2 с образованием железистых силикатов Н. П. Семененко связывает с закисной формой; по его мнению, окись железа реагирует с кремнеземом лишь в условиях высокого химического потенциала Na_2O. В тех случаях, когда в осадке есть FeO и Fe_2O_3 одновременно, то вначале образуется рудный минерал магнетита, а потом остаток FeO увязывается с SiO_2 в железистых силикатах. Следовательно, соотношение рудных и силикатных минералов в железисто-кремнистых породах зависит от степени окисления железа. Последнее предопределяется первичным составом исходного осадка, так как кислород на всех ступенях метаморфического преобразования этих осадков остается, по сути, слабоподвижным компонентом. Исходя из такого положения, по степени окисления железа железисто-кремнистые породы можно поделить на рудные, малорудные и полурудные.

Рудные окисно-железисто-кремнистые породы представляют собой мартито-гематитовые и существенно гематитовые (железнослюдковые) джеспилиты. Это наиболее богатые железом породы, практически не содержащие силикатных минералов; валовое содержание железа в них составляет 30—40%. Отличительной особенностью химизма джеспилитов является высокая степень окисления железа $\left(\frac{Fe_2O_3}{FeO}\right)$ — 10—35, а иногда и 80—85%.

Среди разнообразных железистых пород железорудной формации джеспилиты выделяются присущей только им тонкой полосчатостью и полным или почти полным отсутствием силикатных минералов. Последним обстоятельством объясняется довольно простой минеральный состав. В зависимости от рудного минерала джеспилиты можно подразделить на магнетитовые (мартитизированные) и железнослюдковые — гематитовые.

Джеспилиты представляют собой тонкополосчатые породы, в которых полосчатость обусловлена чередованием полос различного минерального состава. Обычно выделяются рудные, полурудные и безрудные прослои.

Рудные прослои сложены преимущественно план-параллельно или плоскотаблитчато расположенными несколько вытянутыми табличками гематита; кварц в рудных прослоях содержится в незначительных количествах и в большинстве случаев без включений рудного минерала.

Полурудные прослои в джеспилитах сложены мелкозернистым кварцем с густым запылением мелкими лепестковидными табличками гематита. Структура полурудных прослоев микрогранобластовая и субграфическая при взаимном прорастании кварца и рудного минерала.

Безрудные прослои резко выделяются как светло-серым цветом, так и соотношением породообразующих минералов. Так, соотношение кварца и гематита в этих прослоях изменяется от 5 : 1 до 7 : 1. Зерна кварца в различных прослоях отличаются по размерам. Если в безрудных прослоях размеры его зерен составляют 0,04—0,2 *мм*, то в рудных прослоях —0,008—0,04 *мм*.

Тонкая перемежаемость прослоев различного состава, вероятно, связана с условиями накопления коллоидно-хемогенных железисто-кремнистых осадков. Очевидно, тонкая полосчатость джеспилитов является следствием ритмичности в осадконакоплении железистых и кремнеземистых продуктов. При раскристаллизации, возможно еще в стадию диагенеза, а особенно в начальную стадию метаморфизма, первичная или унаследованная полосчатость джеспилитов еще больше выделялась, выступая более рельефно и резко. В условиях более высокотемпературного метаморфизма происходило преобразование пород в виде укрупнения зерен минералов. Наблюдаемые «оболочки» дисперсного рудного минерала вокруг его крупных зерен свидетельствуют о росте этих зерен в результате слияния мелких и пылевидных индивидумов. Подобное слияние наблюдается и в кварце. Обычно мелкие зерна кварца густо запылены рудным минералом. По мере увеличения размеров кварца он выступает все более чистым и в конце концов почти совсем очищается от посторонних включений.

Рудные закисно-окисные железисто-кремнистые породы в химическом и минералогическом отношении очень близки к породам окисно-железисто-кремнистой группы, отличаясь от них только повышенным содержанием закисного железа (FeO) и, в соответствии с этим, увеличением содержания магнетита до породообразующего минерала. Увеличение закиси железа до 15—16% приводит к понижению степени окисления железа до 1,7—4,2 против 7—28%.

Отличительной особенностью этих пород является появление железистого силиката ряда купферит-грюнерита (куммингтонита), хотя еще не играющего роли породообразующего минерала. Наличие железистых силикатов служит связывающим звеном между окисно-железисто-кремнистыми породами и окисно-закисными железисто-кремнистыми силикатными породами.

Магнетитовые роговики и джеспилиты в составе железорудной формации значительно распространены. В минералогическом отношении роговики и джеспилиты этой группы подразделяются на собственно магнетитовые, или гематито-магнетитовые, и карбонатно-магнетитовые. Все они имеют отчетливую полосчатую текстуру с чередованием рудных, полурудных, безрудных и иногда силикатных прослоев. Выделяемые прослои отличаются количественным соотношением породообразующих минералов: рудного, кварца, карбоната.

Рудные минералы представлены магнетитом и гематитом, которые в большинстве случаев образуют самостоятельные прослои магнетитового или гематитового состава. Магнетит и гематит образуют сплошные сростки с мелкими включениями кварца. Помимо основных рудных прослоев, гематит и магнетит встречаются и в безрудных прослоях, где они образуют невыдержанные, часто прерывающиеся прослойки, состоящие из цепочки отдельных рудных минералов.

В полурудных прослоях основным минералом выступает равномернозернистый кварц с торцевой или роговиковой структурой.

Магнетито-куммингтонитовые роговики окисно-закисной группы представляют собой полосчатую породу, в которой чередуются рудные и безрудные прослои; среди последних выделяются силикатные и кварцевые. Все рудные и безрудные прослои не имеют мономинерального состава, а обычно состоят из нескольких минералов с преобладанием того или другого компонента.

Рудные прослои сложены кварцем, куммингтонитом с преобладанием магнетита. Структура их порфиробластовая благодаря крупным порфиробластам и сросткам магнетита, куммингтонита и кварца.

Безрудные силикатные прослои имеют сланцеватый характер и состоят в основном из куммингтонита и подчиненного количества кварца и магнетита, содержание которых иногда снижается до 10—15%. В таком случае эти прослои выступают как прослойки куммингтонитового сланца. Структура безрудных силикатных прослоев в зависимости от количества кварца

и магнетита гранонематобластовая или нематогранобластовая. Мощность этих прослоев почти всегда значительно меньше других, и они обычно наблюдаются в виде тонких прослойков (1—2 *мм*) среди грубых рудных и безрудных кварцевых прослоев (3—5 *мм* и более).

Безрудные кварцевые прослои на 80% состоят из изометричного кварца с включениями пылевидного и мелкозернистого магнетита и тонковолокнистого куммингтонита.

Среди железисто-кремнистых формаций Украинского щита спорадически встречаются фаялитовые кварциты, относящиеся к нерудной группе этой формации. Главными породообразующими минералами данных кварцитов являются кварц и фаялит, которые составляют около 90% объема породы; из второстепенных минералов есть феррогиперстен, гранат (альмандин) и магнетит. В отдельных случаях количество магнетита возрастает.

Фаялитовые кварциты характеризуются массивной или грубополосчатой текстурой с чередованием кварцевых и кварц-фаялитовых прослоев мощностью 0,5—5,0 *см*. Структура гранобластовая, с округлой формой зерен кварца и полигональной — для фаялита. Размеры зерен 0,5—3,0 *мм*, а длина отдельных кристаллов фаялита достигает 1,0—1,5 *см*.

В химическом отношении фаялитовые кварциты содержат незначительное количество железа (не более 38—40%) и характеризуются наиболее низкой степенью окисления железа, что является следствием резкого преобладания закисной формы над окисной. Фаялитовые кварциты выделяются также весьма низким содержанием других компонентов. Например, коэффициент магнезиальности в них ниже 6%. Вследствие этого главный породообразующий минерал фаялит имеет железистость 95—96%.

Другой отличительной особенностью этих пород является почти полная дегидратация; практически фаялитовые кварциты совершенно не имеют потерь при прокаливании (полное отсутствие воды). Очевидно, эта особенность свидетельствует о высокотемпературных условиях «сухого» метаморфизма при полной дегидратации исходного материала.

Равновесия железорудных минералов (гематита, магнетита и сидерита) в метаморфических породах неоднократно рассматривались как на основании термодинамических расчетов (Howlye, Robinson, 1948; Holland 1959; Мельник, $1964_{а,б}$, $1966_{а}$, $1969_{а}$; Корнилов 1969), так и на основании анализа экспериментальных данных (French, Rosenberg, 1965; Мельник, $1966_{б}$; Shunzo, 1966; Seguin, 1968). Изучались также некоторые особенности минеральных равновесий с участием фаялита (Мельник, Ярощук, 1966). Полученные данные способствовали более глубокому пониманию роли отдельных минералов (графит) и минеральных ассоциаций (гематит + магнетит, магнетит + фаялит) в определении условий метаморфизма железисто-кремнистых пород, в частности в создании контролируемой окислительно-восстановительной обстановки (буферные ассоциации, фиксирующие фугитивность кислорода — fO_2) (James, Howland 1955; Эйгстер, 1961; French, 1966).

Однако проведенные физико-химические исследования были в значительной степени приближенными и неполными из-за отсутствия термодинамических констант многих породообразующих минералов (амфиболы, слюды, хлориты и др.); неточности используемых в расчетах табличных констант (сидерит, ферросилит, фаялит и др.); значительных расхождений расчетных и экспериментальных равновесных данных; отсутствия данных о свойствах флюида при высоких давлениях. Кроме того, многие термодинамические расчеты выполнялись приближенными методами, без учета влияния давления, что приводило к существенным погрешностям.

Термодинамический анализ минеральных равновесий впервые выполнен нами на основе новой, согласованной с экспериментами системы термодинамических констант минералов, включающей и такие важные водные силикаты, как грюнерит и миннесотаит. Все расчеты проведены по наиболее точной методике с учетом влияния давления на твердые фазы (поправка

на ΔV) и на флюид (поправка на коэффициент фугитивности γ) (см. таблицу). Предварительно были математически обработаны экспериментальные P — V — T-данные и найдены значения фугитивности при P до 10 000 *атм* и T до 1500°К для CO_2 (Kennedy, 1954; Júza, Kmoníček, 1965; Циклис, Линшиц, Циммерман, 1970); H_2 (Shaw, Wones; 1964); CO (Din, 1956), O_2 (Циклис, Куликова, 1965). Для областей давление — температура, где экспериментальных данных нет, проведена приближенная оценка γ из специально построенной нами модифицированной монограммы, основанной на принципе соответственных состояний (Гоникберг, 1968). Для H_2O использованы литературные данные (Holser, 1954; Anderson, 1964).

Целью термодинамического анализа являлось построение диаграмм минеральных равновесий при высоких температуре и давлении, аналогичных по своей геометрии известным диаграммам Р. Гаррелса (1962) для низких температур. Необходимость введения многих поправок потребовала усовершенствования методики расчетов и графических построений (Мельник, 1969_6; Мельник, Ярощук, 1970).

МЕТАМОРФИЗМ СИЛИКАТНОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Предполагается, что в породах этой формации после завершения процессов осадконакопления и диагенеза сидерита нет, устойчивым силикатом Fe^{2+} является минерал типа миннесотаита (железистого талька), кремнезем находится в избытке, возможно наличие окислов железа, куда входит Fe^{3+}; флюидная фаза в межзерновом пространстве состоит главным образом из воды.

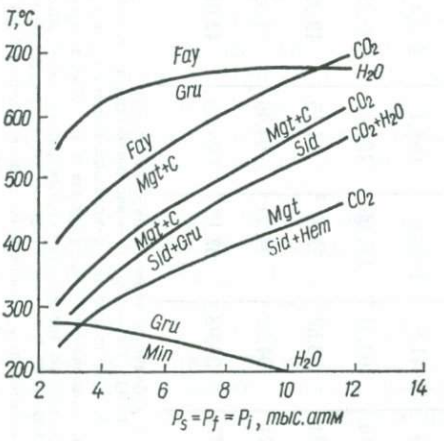


Рис. 1. Термодинамические кривые метаморфических реакций в железисто-кремнистых породах с избытком кварца.

Справа у кривых показан преобладающий компонент во флюиде: C — графит, Fe — железо, Hem — гематит, Mgt — магнетит, Fay — фаялит, Cru — грюнерит, Min — миннесотаит, Sid — сидерит.

При прогрессивном метаморфизме наиболее низкотемпературным является преобразование миннесотаита в грюнерит по реакции дегидратации

$$7Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2 \rightleftarrows 3Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 4SiO_2 + 4H_2O, \quad (1)$$

термодинамическая кривая которой (рис. 1) при низких и умеренных давлениях проходит в интервале 250—280° С и характеризуется обратным наклоном. Такое положение кривой не может считаться достоверно установленным, поскольку термодинамические константы миннесотаита базируются на скудных данных экспериментов (Forbes, 1966). Все же исчезновение миннесотаита, видимо, может свидетельствовать о начале метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев. Грюнерит же вполне стабилен, начиная с ранних этапов регионального метаморфизма, и является типичным минералом железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях как зеленосланцевой, так и амфиболитовой фаций. Только в верхах амфиболитовой фации при температуре 640—690° С грюнерит разлагается (рис. 1):

$$2Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 \rightleftarrows 7Fe_2SiO_4 + 9SiO_2 + 2H_2O \quad (2)$$

на стабильную в условиях гранулитовой фации ассоциацию фаялита с кварцем. Железистый пироксен-ферросилит при давлении до 15 000 *атм* неустойчив, что подтверждается положительными величинами ΔZ_T твердофазовой реакции

$$Fe_2SiO_4 + SiO_2 \leftarrow 2FeSiO_3 \quad (3)$$

при любых температурах. Однако при наличии магния (более 10—15 мол.%) направление реакции меняется на противоположное.

Общая диаграмма минеральных равновесий в координатах $\lg f_{O_2} - T$ для давления 5000 *атм* представлена на рис. 2. Как видно из рис. 2, равновесия с участием магнетита по реакциям

$$6Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 7O_2 \rightleftarrows 14Fe_3O_4 + 48SiO_2 + 6H_2O, \quad (4)$$

$$3Fe_2SiO_4 + O_2 \rightleftarrows 2Fe_3O_4 + 3SiO_2 \quad (5)$$

имеют буферный характер, контролируя при постоянных температуре и давлении ($P_S = P_{H_2O}$) фугитивность кислорода. На диаграмме (рис. 2) нанесены условные границы между фациями. Весьма существенным представляется термодинамическое подтверждение вывода о неравновесности ассоциации гематита с силикатами закисного железа в термодинамических условиях любых метаморфических фаций.

Поскольку при существенно водном составе флюида в последнем возможно наличие только продуктов разложения воды (не считая, разумеется, нейтральных газов), можно построить и диаграммы в координатах $P_{H_2O} - P_{H_2} - T$. На практике более удобны диаграммы в координатах $\lg f_{H_2O} - \lg f_{H_2} - T$ и особенно их изотермические сечения. Последние показаны на рис. 3 для температур, отвечающих смене фациальных условий. На диаграммы нанесены изобары общего флюидного давления и изобары $\lg f_{O_2}$ (нижний ряд более крупномасштабных сечений). Смены минеральных ассоциаций прослеживаются вполне отчетливо.

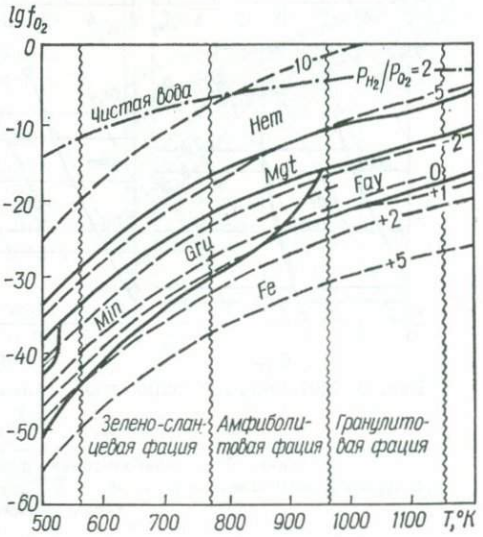


Рис. 2. Метаморфизм силикатной железистой формации (диаграмма $\lg f_{O_2} - T$).

Диаграмма для $P_S = P_f = \Sigma(P_{H_2O}, P_{H_2}, P_{O_2}) = 5000$ *атм*; пунктиром нанесены изолинии $\lg \frac{f_{H_2}}{f_{H_2O}}$.

Непосредственно из диаграмм рис. 2 и 3 можно легко определить состав флюида, равновесного с исследуемой минеральной ассоциацией, в частности содержание водорода. Например, при $P_f = 5000$ *атм* и $T = 527°$ С (переход к амфиболитовой фации) флюид, равновесный с ассоциацией грюнерит + магнетит + кварц, содержит H_2 — ($\lg f_{H_2} = +0{,}65$; $f_{H_2} = 4{,}5$; $\gamma_{H_2} = 3{,}31$; $P_{H_2} = 1{,}9$ *атм*); H_2O — ($\lg f_{H_2O} = +3{,}37$; $f_{H_2O} = 2350$; $\gamma_{H_2O} = 0{,}47$; $P_{H_2O} = 5000$ *атм*); отношение парциальных давлений или мольных количеств $H_2 : H_2O$ составляет незначительную величину — $3{,}8 \cdot 10^{-4}$, или 0,038% водорода. Значение $\lg f_{O_2}$ близко к — 21, т. е. кислород в смеси практически отсутствует, и использование термина «кислородный буфер» является чисто иллюстративным, поскольку к таким малым концентрациям законы термодинамики строго не применимы (Закгейм, 1966).

Чистая вода является окислителем по отношению к силикатам закисного железа, и при поступлении значительных масс водных растворов возможно частичное или полное замещение безрудных минералов магнетитом по реакциям

$$3Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 4H_2O \rightleftarrows 7Fe_3O_4 + 2SiO_2 + 7H_2, \quad (6)$$

$$3Fe_2SiO_4 + 2H_2O \rightleftarrows 2Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2H_2. \quad (7)$$

Так, в рассмотренных выше условиях амфиболитовой фации для окисления 1 *г* грюнерита до магнетита требуется 100—150 *г* чистой воды — количество, вполне допустимое при гидротермальной активности.

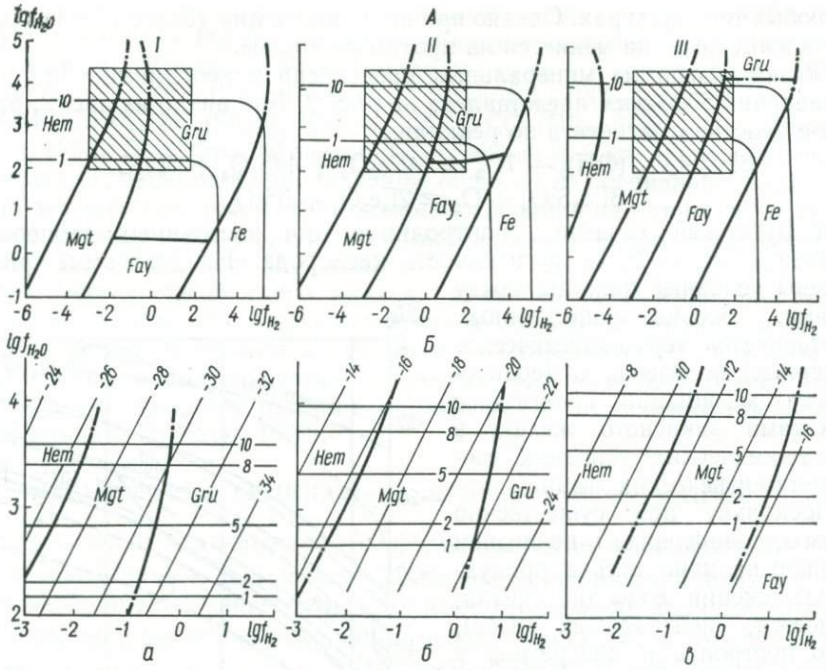


Рис. 3. Метаморфизм силикатной железистой формации (диаграммы $\lg f_{H_2O}$—$\lg f_{H_2}$).

Диаграммы минерального равновесия: *А* — общие, *Б* — частные; *а* — фация зеленых сланцев, *б* — амфиболитовая фация, *в* — гранулитовая фация.

Цифры у изобар отвечают $P_s = P_f = \Sigma (P_{H_2O} + P_{H_2} + P_{O_2})$ *атм;* тонкие наклонные линии — изобары $\lg f_{O_2}$.

Однако для окисления магнетита до гематита при подобном процессе (вариант гипогенной мартитизации) уже необходимы громадные массы воды, из-за чего процесс этот может иметь только местное значение.

МЕТАМОРФИЗМ КАРБОНАТНОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Характерной чертой этой формации является наличие сидерита в парагенезисе с кварцем, обычно также наличие окислов железа, как магнетита, так и гематита, водных силикатов Fe^{2+} нет. Характер метаморфизма карбонатной железистой формации в определенной степени зависит от наличия гематита, поскольку в этом случае при сравнительно низких температурах — 300 °С при $P_{CO_2} = 2000$ *атм* (см. рис. 1) становится возможной реакция

$$FeCO_3 + Fe_2O_3 \rightleftarrows Fe_3O_4 + CO_2. \qquad (8)$$

Однако равновесие сидерит + гематит + магнетит в значительно большей степени зависит от давления, поскольку вообще наклон термодинамических кривых реакций декарбонатизации значительно круче, чем наклон кривых реакций дегидратации. Естественно при этом предположить, что флюид состоит главным образом из углекислоты. Поэтому указанная реакция не фиксирует строго нижней температурной границы фации зеленых сланцев, а сидерит с гематитом нередко сохраняются рядом с грюнеритом, вплоть до температур 390—420° С при $P_{CO_2} = 5$—7 тыс. *атм*.

После завершения этой реакции и исчезновения гематита чистый $FeCO_3$ остается неизменным, поскольку при температурах ниже 400—550° С для образования магнетита из карбоната необходимо поступление окислителей (кислорода) извне. На диаграмме (рис. 4) при $P_{CO_2} = 500$ *атм* фазовой границе бивариантного равновесия сидерит + магнетит отвечает температурный интервал 380—500° С.

Выше 400—550° С теоретически возможно разложение сидерита по реакции

$$3FeCO_3 \rightleftarrows Fe_3O_4 + 2CO_2 + CO. \quad (9)$$

Однако отношение $CO : CO_2 = 1 : 2$, требуемое уравнением, является метастабильным вследствие распада окиси углерода, в результате которого образуется графит:

$$2CO \rightleftarrows C + CO_2. \quad (10)$$

Как доказано многими исследователями, новообразованный или присутствовавший ранее в породе графит является кислородным буфером, регулирующим f_{O_2} и f_{CO} во флюиде углекислого состава. Линия устойчивости графита делит диаграмму (рис. 4) на две части. В равновесии с графитом могут находиться только минералы, поля устойчивости которых пересекаются этой линией — сидерит, магнетит и фаялит. Минеральные ассоциации, находящиеся в заштрихованном поле, существовать не могут, потому что физически невозможно создать в карбонатных породах столь низкие значения f_{O_2}. Ассоциации, находящиеся в незаштрихованном поле, устойчивы только без графита.

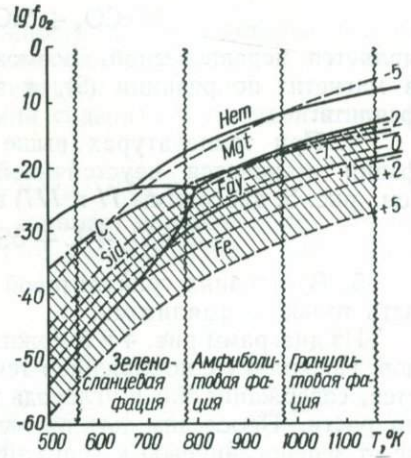


Рис. 4. Метаморфизм карбонатной железистой формации (диаграмма $\lg f_{O_2} - T$).

Диаграмма для $P_s = P_f = \Sigma (P_{CO_2}, P_{CO}, P_{O_2}) = 5000$ *атм;* пунктиром показаны изолинии $\lg \frac{f_{CO}}{f_{CO_2}}$; область метастабильности под линией графита заштрихована.

Аналогичные замечания следует учитывать и при рассмотрении изотермических сечений диаграммы в координатах $\lg f_{CO_2} - \lg f_{CO}$ для температур различных метаморфических фаций (рис. 5).

Из анализа диаграмм рис. 4 и 5 можно сделать петрологические выводы.

1. Гематит не может равновесно существовать с графитом ни при каких температурах. В условиях фации зеленых сланцев гематит должен преобразовываться в сидерит:

$$2Fe_2O_3 + C + 3CO_2 \rightarrow 4FeCO_3 \quad (11)$$

или в магнетит:

$$6Fe_2O_3 + C \rightarrow 4Fe_3O_4 + CO_2 \quad (12)$$

в зависимости главным образом от f_{CO_2}. В условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций возможно только восстановление по реакции (12).

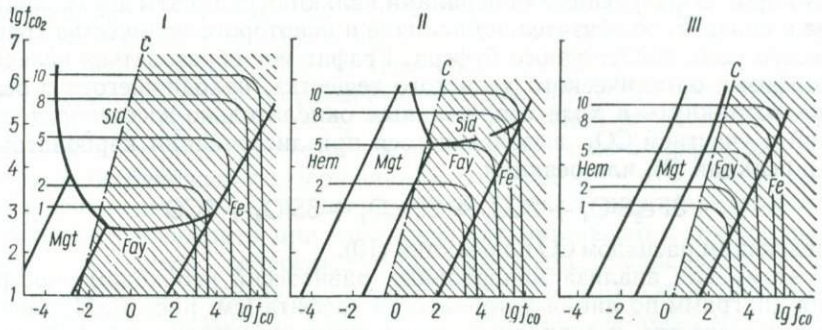


Рис. 5. Метаморфизм карбонатной железистой формации (диаграммы $\lg f_{CO_2} - \lg f_{CO}$):

I — фация зеленых сланцев, $T = 600$°К (327° С); *II* — амфиболитовая фация, $T = 800$° К (527° С); *III* — гранулитовая фация, $T = 1000$° К (727° С). Цифры у изобар отвечают $P_s = P_f = \Sigma (P_{CO_2}, P_{CO}, P_{O_2})$ *атм;* область метастабильности заштрихована.

2. Сидерит является устойчивым минералом до температур начала амфиболитовой фации.

3. Равновесный переход сидерита в фаялит термодинамически невозможен, потому что поля устойчивости этих минералов разделяются при любых температурах полем магнетита по линии графита. Иногда встречающаяся в геологической литературе реакция

$$2FeCO_3 + SiO_2 = Fe_2SiO_4 + 2CO_2 \qquad (13)$$

является неравновесной. Возможен только стадийный переход сидерита в магнетит по реакции (9), а затем уже восстановление магнетита до фаялита.

4. При температурах выше 500—600° С в условиях амфиболитовой фации становится неустойчивой и ассоциация магнетита с графитом (см. рис. 5, диаграммы *II* и *III*) вследствие реакции

$$2Fe_3O_4 + C + 3SiO_2 = 3Fe_2SiO_4 + CO_2. \qquad (14)$$

5. В условиях гранулитовой фации графит может устойчиво существовать только с фаялитом.

Из диаграмм рис. 4 и 5 можно также найти составы равновесных флюидов. Поскольку с повышением температуры поле графита заметно уменьшается, содержание окиси углерода во флюиде, равновесном с графитом, должно расти. Проследим для примера изменение состава флюида при переходе от зеленосланцевой к гранулитовой фации, считая давление постоянным и равным 5000 *атм*. При температуре 600° К графит равновесен с сидеритом, флюид содержит CO — ($\lg f_{CO} = -0{,}45$; $f_{CO} = 0{,}36$; $\gamma_{CO} = 16{,}6$; $P_{CO} = 0{,}02$ *атм*) и CO_2 — ($\lg f_{CO_2} = 4{,}70$; $f_{CO_2} = 50\,200$; $\gamma_{CO_2} = 9{,}9$; $P_{CO_2} = 5000$ *атм*); $P_{CO} : P_{CO_2} = 4 \cdot 10^{-6}$. При 800° К графит равновесен с магнетитом, состав флюида изменяется и $P_{CO} : P_{CO_2} = 4 \cdot 10^{-4}$. При 1000° К графит равновесен с фаялитом, $P_{CO} : P_{CO_2} = 4 \cdot 10^{-3}$

Углекислота, как и вода, может быть окислителем для силикатов двухвалентного железа, однако при этом необходимо поступление извне еще больших масс. Поэтому образование магнетита таким путем вряд ли может иметь рудообразующее значение.

МЕТАМОРФИЗМ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Большинство железистых пород представлено не чисто силикатными или карбонатными разностями, а смешанной полосчатой силикатно-карбонатно-кремнистой формацией с добавлением магнетита или без него. Поскольку породообразующими минералами являются силикаты двухвалентного железа и сидерит, то обязательно наличие и некоторого количества графита, играющего роль кислородного буфера. Графит мог образоваться вследствие метаморфизма органического углистого вещества, находившегося в осадке, или же возникнуть в ходе сопряженных окислительно-восстановительных реакций с участием CO_2, выделяющегося при диссоциации карбонатов, например реакции (9), или реакции

$$3Fe_2SiO_4 + 2CO_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2CO \qquad (15)$$

с последующим распадом CO по реакции (10).

Поэтому для анализа минеральных равновесий необходимо построить сечения диаграмм по линии устойчивости графита (см. рис. 5). При использовании в качестве независимых переменных фугитивностей CO_2 и H_2O такое сечение при постоянной температуре будет представлять плоскость (поверхность), в каждой точке которой подразумевается наличие графита (рис. 6), контролирующего фугитивность кислорода, согласно реакции

$$C + O_2 \rightleftarrows CO_2, \qquad (16)$$

что дает возможность нанести на диаграмму изобары фугитивности кислорода, а согласно реакции (10), и изобары фугитивности окиси углерода. И, наконец, зная f_{O_2} и f_{H_2O}, можно определить в каждой точке диаграммы фугитивность водорода согласно реакции разложения воды:

$$2H_2O = 2H_2 + O_2 \qquad (17)$$

и нанести соответствующие изобары.

Полученные диаграммы дают возможность провести детальный анализ минеральных равновесий и определить содержания любого из пяти летучих компонентов флюида при заданных температуре и давлении.

Рассмотрим вначале взаимоотношения сидерита и грюнерита, определяемые известной реакцией

$$7FeCO_3 + 8SiO_2 + H_2O = Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 7CO_2. \qquad (18)$$

Равновесие сидерит + грюнерит (кварц) занимает широкое поле в термодинамических условиях низкотемпературного метаморфизма — это основная

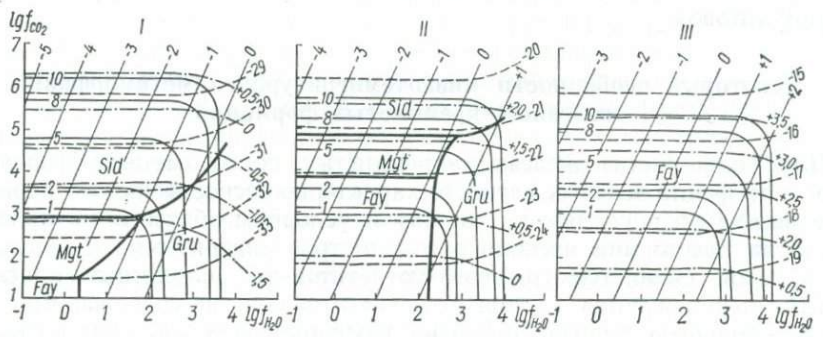


Рис. 6. Метаморфизм силикатно-карбонатной железистой формации (диаграммы $\lg f_{CO_2} - \lg f_{H_2O}$ в плоскости устойчивости графита):

I — фация зеленых сланцев, $T = 600°$ К (327° С); *II* — амфиболитовая фация, $T = 800°$ К (527° С); *III* — гранулитовая фация, $T = 1000°$ К (727° С).

Цифры у изобар отвечают $P_S = P_f = \Sigma (P_{CO_2}, P_{H_2O}, P_{H_2}, P_{CO}, P_{O_2})$ *атм*; тонкие наклонные линии — изобары $\lg f_{H_2}$; тонкие пунктирные линии — изобары $\lg f_{O_2}$; тонкие штрих-пунктирные линии — изобары $\lg f_{CO}$.

ассоциация фации зеленых сланцев (рис. 6, *I*), но уже при переходе к амфиболитовой фации (рис. 6, *II*) ассоциация теоретически может сохраниться только при весьма высоком флюидном давлении — выше 7—8 тыс. *атм*.

В поле устойчивости этой ассоциации образование грюнерита зависит не от температуры, а от соотношения CO_2 и H_2O во флюиде. Например, при температуре 600° К и давлении 2000 *атм* ассоциация сидерит + грюнерит равновесна с флюидом состава: $f_{H_2O} = 140$ *атм*, $f_{CO_2} = 1260$ *атм*, что отвечает $P_{H_2O} : P_{CO_2} \approx 2$. Изменение этого отношения в результате поступления воды или CO_2 ведет к образованию соответственно грюнерита или сидерита. Таким образом, основной причиной образования грюнерита является наличие достаточных количеств воды в метаморфизующихся породах, что обеспечивает поддержание высокого P_{H_2O} и отношения $P_{H_2O} : P_{CO_2}$ при расходовании воды на реакцию (18). Можно также предположить, что образование грюнерита при метаморфизме сопряжено с процессами дегидратации хлоритов, гидрослюд и других водных минералов, слагающих толщи сланцев, переслаивающихся с железисто-кремнистой формацией.

Равновесие сидерит + грюнерит + магнетит является моновариантным и при давлениях 4—8 тыс. *атм* отвечает температуре 420—530° С.

При более высоких температурах имеет место бивариантное равновесие грюнерит + магнетит, сменяющееся выше температуры 550—650° С равновесием грюнерит + фаялит, а выше 670—700° С — с одним фаялитом (рис. 6, *III*).

Из этих данных видно, что во флюидах сложного состава температуры равновесий с участием только одного летучего компонента заметно снижаются и фаялит может появиться уже в условиях амфиболитовой фации.

МЕТАМОРФИЗМ ОКИСНОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Породы этой формации представляют собой осадки гидроокислов железа, преобразованные в процессе диагенеза в гетит и, возможно, магнетит. Переход гетита в гематит осуществлялся до начала метаморфизма при температуре 120—180° С. Метаморфическое преобразование гематита в магнетит:

$$6Fe_2O_3 = 4Fe_3O_4 + O_2 \qquad (19)$$

возможно только при наличии восстановителей (свободный углерод, газообразные CO или H_2). Если восстановителей нет, ассоциация гематит + магнетит вполне устойчива в условиях всех фаций метаморфизма вплоть до гранулитовой.

Некоторые особенности низкотемпературного метаморфизма железисто-кремнистых формаций

Для большинства железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, характерно тесное и частое переслаивание весьма разнородных по составу и условиям образования прослоев. Иногда на расстоянии несколько сантиметров сидерит-гематит-магнетитовый прослой сменяется грюнерит-магнетитовым, силикатные прослои с графитом перемежаются с гематит-магнетитовыми, не содержащими даже следов свободного углерода. Детальное изучение таких слоистых пород дает основание предположить, что специфические условия равновесия нередко соблюдались в очень ограниченных участках (мозаичное или локальное равновесие), которые характеризовались определенным составом флюида в межзерновом пространстве. Расположенные в ближайшем соседстве участки с другими минеральными ассоциациями содержат флюид совершенно иного состава. Видимо, при низких температурах ограничена была не только диффузия в твердых фазах, но и во флюидной фазе. Поэтому отдельные участки метаморфизующихся пород можно рассматривать как закрытые системы, а железисто-кремнистую формацию как множество закрытых систем. Эти системы отличались не только по составу флюида, но и по содержанию отдельных летучих. Так, в сидеритовых или сидерит-магнетитовых прослоях вода, по-видимому, вообще отсутствовала, система была «сухой» и основным компонентом флюида была углекислота, тогда как в соседних силикатных (сланцевых) прослоях вода находилась в избытке. Локальная диффузия воды из сланцевых прослоев в карбонатные приводила к образованию грюнерита, а встречная диффузия углекислоты — к образованию карбонатов в сланцах. В условиях амфиболитовой фации намечается тенденция к выравниванию составов флюидов и уменьшению пестроты минеральных ассоциаций.

Анализируя развитие отдельных разновидностей пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита по их принадлежности к метаморфическим фациям, можно проследить определенную метаморфическую зональность. Она прослеживается по простиранию железисто-кремнистых пород, например в Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоне. В центральной части Криворожского бассейна распространены породы, относящиеся к зеленосланцевой фации. Здесь широко развиты парагенезисы минералов с участием сидерита, гематита и магнетита.

По простиранию к северу и югу гематит и сидерит постепенно исчезают, и вместо них наблюдается куммингтонит. В этих районах характерны парагенезисы магнетит — куммингтонит (с гранатом) амфиболитовой фации. Эта фация по простиранию далее к северу в направлении к Кременчугскому

бассейну в свою очередь переходит в гранулитовую фацию, представленную фаялитовыми кварцитами. Затем снова наблюдается смена на амфиболитовую и зеленосланцевую фации.

Таким образом, в процессе метаморфизма железисто-кремнистых пород условия их метаморфического преобразования были переменными от низко- до высокотемпературных. Время метаморфизма, определенное калий-аргоновым методом, составляет 1900—2100 млн. лет.

Метаморфизм железисто-кремнистых формаций и рудообразование

Полосчатые железисто-кремнистые породы являются бедными железными рудами, ценность которых определяется главным образом содержанием магнетита. Образование магнетита, видимо, происходило в начальные стадии метаморфизма в результате восстановления гематита углеродом по реакции (12) или сидеритом по реакции (8), а в условиях перехода к амфиболитовой фации и в результате термической диссоциации сидерита по реакции (9). Таким образом, низко- и среднетемпературный метаморфизм в значительной степени способствовал повышению качества железных руд.

Однако поступление воды на этих стадиях метаморфизма играло явно отрицательную роль, приводя к образованию силикатов типа грюнерита по реакции (18) вместо магнетита. В условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций избыток графита также ведет к образованию силикатов — грюнерита или фаялита за счет магнетита, способствуя некоторому разубоживанию руд. Привнос значительного количества чистой воды может приводить к обратному процессу — окислению силикатов до магнетита.

ЛИТЕРАТУРА

Гаррелс Р. Минеральные равновесия. ИЛ, М., 1962.

Гоникберг М. Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. «Химия», 1968.

Гурвич Л. В. и др. Термодинамические свойства индивидуальных веществ, **2**. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Закгейм А. Ю.— ЖФХ, 1966, **11**, 8.

Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы для термодинамических расчетов в геохимии. «Наука», М., 1968.

Коржинский Д. С.— Труды ИГН, серия петрограф., 1940, 12, 5.

Корнилов Н. А.— ДАН СССР, 1969, **184**, 4.

Кострюков В. П., Калинкина И. Н.— ЖФХ, 1964, **38**, 3.

Мельник Ю. П.— Геол. рудн. м-ний, $1964_а$, 5.

Мельник Ю. П.— Геол. журн. АН УССР, $1964_б$, **24**, 5.

Мельник Ю. П.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., $1966_а$.

Мельник Ю. П.— В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. «Наука», М., $1966_б$.

Мельник Ю. П.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия «Наукова думка», К., $1969_а$.

Мельник Ю. П.— Геол. журн. АН УССР, $1969_б$, **29**, 4.

Мельник Ю. П., Ярощук М. А.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.

Мельник Ю. П., Ярощук М. А.— Зап. ВМО, 1970, **49**, 1.

Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. «Наукова думка», К., 1966.

Циклис Д. С., Линшиц Л. Р., Циммерман С. С. Физическая химия. Изд-во АН СССР, М., 1970.

Циклис Д. С., Куликова А. И.— ЖФХ, 1965, **39**, 7.

Эйгстер Г. П.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Anderson G. M.— Geoch. et Cosm. Acta, 1964, **28**, 5.

Barbi G. B.— J. Phys. Chem., 1964, **68**, 5.

Charette G. G., Flengas S. N.— J. Electrochem. Soc., 1968, **115**, 8.

Din F. Thermodynamic function of gases, L., **1—3**, 1956—1961.

Eugster H.— In: Physoco-Chemical Problems of rocks and ores formation, 1961, **1**.

Forbes W. C.— Geol. Soc. America Spec. Papers, 1966, 87.

French B. M.— Revs Geophys. 1966, **4**, 2.

French B. M., Rosenberg P. E.— Science, 1965, **147**, 3663.

Hawley J. E., Rodinson S. C.— Econ. Geol., 1948, **43.**
Holland H. G.— Econ. Geol., **54,** 2, 1959.
Holser W. T.— J. Phys. Chem., 1954, **58,** 4.
Ikeno T., Yukiyoshi I.— J. Iron and Steel Inst. Japan, 1962, 7.
James H. L., Howland A. L.— Geol. Soc. America Bull., **66,** 12, 1955.
Júza J., Kmoníček V., Sifner O.— Physica, **31,** 12, 1965.
Kennedy G. C.— Am. J. Sci., 1954, **252.**
Lindsley D. H., Speidel D. H., Nafziger R. H.— Am. J. Sci., 1968, **266,** 5.
Orr R. L.— J. Amer. Chem. Soc., 1953, **75,** 3.
Robie R. A., Waldbaum D. R.— Geol. Surv. Bull, 1968.
Schurrann K.— Neues Jabrb. Mineral. Monatsh., 1967, 9—10.
Seguin M.— Naturaliste Canad. 1968, **95,** 6.
Shaw H. R., Wones D. R.— Am. J. Sci., 1964, **262,** 7.
Shunzo Y.— Econ. Geol., **61,** 4, 1966.

МАРГАНЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕРРА-ДУ-НАВИУ

В. СКАРПЕЛЛИ
Бразилия

Марганцевое месторождение Серра-ду-Навиу находится на территории Амапа в Северной Бразилии (рис. 1). С 1957 по 1969 г. здесь было добыто 10 000 000 *m* промытой руды со средним содержанием марганца в промышленной, обогащенной, руде 48—50%.

Месторождение расположено на левом берегу Амазонки и является частью докембрийского Гвианского щита. В Серра-ду-Навиу и его окрест-

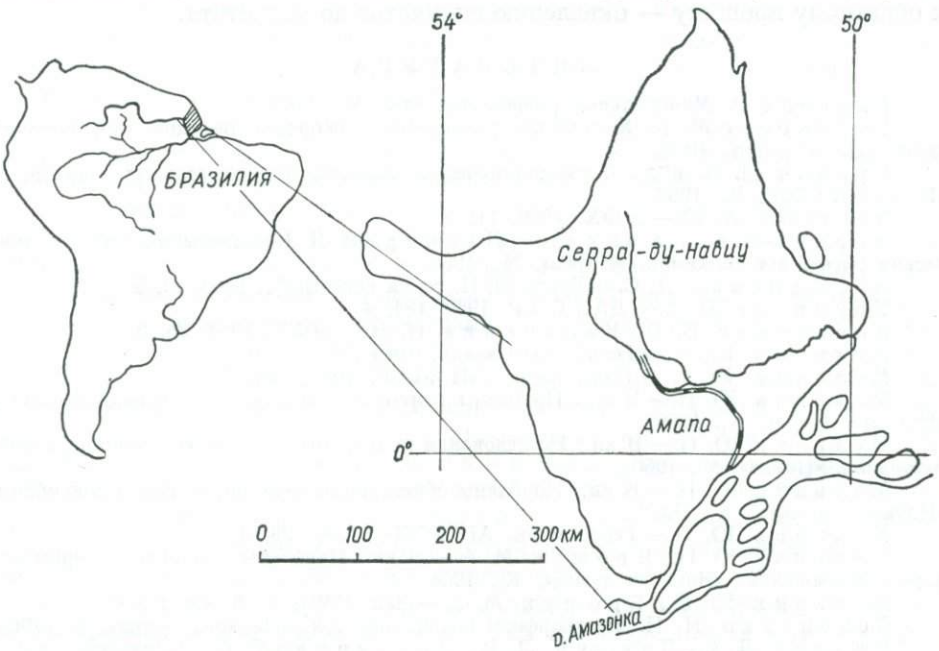


Рис. 1. Карта железорудного района Серра-ду-Навиу.

ностях этот щит представлен главным образом гнейсами, амфиболитами, сланцами и кварцитами (табл. 1), а также пегматитами и кварцевыми жилами. Рудные тела — это продукт вторичного обогащения первичных пород группы Серра-ду-Навиу; руды обнажаются на хребтах и добываются открытым способом.

Гнейсы наиболее развиты в окрестностях Серра-ду-Навиу. Другие метаморфические породы встречаются здесь лишь как включения. Преобладают лейкократовые гнейсы, состоящие в основном из кварца, микроклина

и (или) олигоклаза, а также биотита; иногда наблюдаются зоны темной роговой обманки, ориентированные параллельно слоистости. Местами гнейсы с высоким содержанием кварца образуют выступающие хребты. Гнейсы этого типа являются, вероятно, продуктом метаморфизма богатых кремнеземом пород, возможно, кварцитов.

Амфиболиты группы Джорнэл по площади распространения занимают второе место после гнейсов. Их структура и минеральный состав неоднородны и значительно изменяются даже на коротких расстояниях. В них преобладает зеленая роговая обманка, сопровождаемая анде-

Таблица 1

Стратиграфическая схема района Серра-ду-Навиу

Серия	Группа	Породы	Литологическая единица
	Серра-ду-Навиу	Метаморфизованные осадки	Первичные марганцевые породы Графитовая фация Биотитовая » Кварцевая »
Амапа	Джорнэл	Амфиболиты	Амфиболиты Сланцы Кварциты
?		Гнейсы	Гнейсы

зин-олигоклазом, мегнетитом, титанитом, диопсидом, тремолитом, карбонатом и сульфидами. Кварц образует небольшие жилы.

Смежные полосы амфиболитов заметно отличаются друг от друга. Различие между полосами проявляется в текстуре (хорошо или плохо развитая слоистость), структуре (наличие или отсутствие ориентированных минералов) и минеральном составе. Эти различия, по-видимому, вызваны не только дифференциальным метаморфизмом, который, возможно, лишь усилил их. Весьма вероятно, что образование амфиболитов связано с гетерогенными породами. Это подтверждается наличием в амфиболитах согласно залегающих пластов кварцитов, гнейсов и биотитовых сланцев.

Однако по этим наблюдениям еще нельзя установить происхождение амфиболитов. Часть пород разреза осадочного происхождения, на что указывают пласты кварцитов и пласты диопсид-кальцит-тремолит-титанитовых пород. Кроме того, переслаивающиеся слои гнейса имеют остатки типичной порфиритовой структуры, подтверждающие предположение об изверженном происхождении этих слоев.

На р. Амапари в обнажении хорошо видна контактная зона между гнейсами и амфиболитами. Никаких постепенных изменений этих пород в направлении их контактов не обнаружено; контакт ориентирован параллельно напластованию пород. В контактной зоне гнейсы чередуются с амфиболитом в виде непрерывных, не измятых пластов, мощность каждого из которых около 0,3—1,0 *м*. Возможно, между породами, из которы.. образованы гнейс и амфиболит, нет большой разницы в возрасте.

Амфиболиты группы Джорнэл покрываются осадочными метаморфизованными породами: кварцитами, сланцами и карбонатосодержащими породами группы Серра-ду-Навиу (рис. 2). Подобные разрезы чередуются довольно ритмично; составляющие их породы отчетливо подразделяются на три фации: кварцевую, биотитовую и графитовую. В них наблюдаются почти одни и те же минералы, но в различных соотношениях (табл. 2).

Содержание минералов в этих породах сильно изменяется от слоя к слою и по площади, поэтому данные в табл. 2 приводятся только для иллюстрации

разнообразия наблюдаемых минералов и их состава. Наиболее распространенные минералы — кварц и биотит; их сопровождают графит, мусковит, силлиманит, гранат (обычно альмандин), плагиоклаз (олигоклаз, изредка

Рис. 2. Геологическая карта района Серра-ду-Навиу.

Изолинии проведены через 50 *м*. Контакты показаны на основании имеющихся данных. В центре показаны метаморфизованные осадки группы Серра-ду-Навиу (SNV), залегающие выше группы Джорнэл (I), и на западе — гнейсы (G). Участки, обозначенные точками, — обнажения и отвалы марганцевых руд.

андезин), андалузит, сульфиды и другие менее обычные минералы. Среди сульфидов преобладает пирит, сопровождаемый халькопиритом и арсенопиритом.

Первичные марганцевые породы залегают в виде линз в верхней части графитовой фации.

Таблица 2

Состав метаморфизованных осадочных фаций группы Серра-ду-Навиу, % *

Минерал	Кварцевая фация			Биотитовая фация			Графитовая фация		
	Средний	Максимум — минимум	Количество образцов	Средний	Максимум — минимум	Количество образцов	Средний	Максимум — минимум	Количество образцов
Кварц	30	60—3	16	29	50—20	13	25	38—8	14
Биотит	9	38—0	10	34	53—20	13	14	34—05	13
Графит	4	9—0	12	4	8—Следы	13	26	45—15	14
Мусковит	8	25—0	12	3	8—0	10	4	13—0	8
Плагиоклаз	12	34—0	9	4	25—0	5	3	25—0	4
Силлиманит	3	35—0	5	8	25—0	10	2	5—0	8
Андалузит	4	17—0	5	4	16—0	6	7	20—0	8
Ставролит	Следы	Следы	1	Следы	1—0	5	6	10—0	10
Гранат	5	35—0	15	3	25—0	11	6	10—0	10
Кордиерит	0	—	0	2	18—0	2	0	—	0
Тремолит	10	50—0	8	0	0	0	0	—	0
Диопсид	1	10—0	2	0	0	0	0	—	0
Титанит	1	6—0	6	0	—	0	Следы	1—0	1
Карбонат	1	7—0	2	0	—	0	»	1—0	1
Роговая обманка	3	8—0	3	0	—	0	0	—	0
Турмалин	3	20—0	12	1	3—0	12	2	6—0	10
Сульфид	2	6—0	10	1	3—0	9	1	2—0	10
Эпидот	3	15—0	5	1	5—0	1	5	30—0	4
Хлорит	1	5—0	6	1	5—0	4	5	45—0	5

* Марганцевые первичные породы и не содержащие кварц известково-силикатные слои кварцевой фации в таблицу не включены.

Наблюдается два типа первичной марганцевой породы — карбонатный и силикатный, или гранатсодержащий (табл. 3).

Первичная карбонатная порода содержит в среднем 31% марганца и состоит главным образом из родохрозита, сопровождаемого спессартитом, иногда с жилами и полосами тефроита и родонита. В качестве акцессортных минералов встречаются сульфиды (сфалерит, никколит, герсдорфит), графит и ортоклаз. Текстура — мозаичная, иногда нарушенная скалыванием. Диаметр зерен спессартита, погруженных в родохрозитовую массу, достигает 0,5—1 *мм*.

Первичная силикатная порода содержит 5—25% марганца и в основном сложена зернами марганецсодержащих гранатов диаметром до 3,0 *мм*.

Таблица 3

Результаты химического анализа образцов первичной породы, %

Компонент	A	B	C	D	E	F	G
Mn	36,6	31,8	24,1	33,7	35,7	27,7	3,6
Fe	1,3	0,4	3,6	3,7	3,7	2,8	4,8
SiO_2	6,6	3,5	34,7	17,1	15,3	32,6	49,7
Al_2O_3	2,9	2,6	8,9	2,4	1,9	3,6	12,7
CO_2	33,4	32,4	8,6	26,3	27,5	19,3	1,2
C	Нет	Нет	4,3	9,3	7,9	8,2	3,4
CaO	4,9	8,1	1,7	0,7	0,6	0,8	3,5
MgO	2,9	3,7	1,7	0,3	0,4	0,2	3,1
Na_2O	Нет	0,3	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
K_2O	»	0,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
S	»	1,0	0,6	0,3	0,01	0,1	1,0
As	»	Нет	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
P	»	»	0,03	0,04	0,04	0,03	0,08
П. п. п.	»	»	10,2	25,5	26,7	19,7	9,0

Примечание. A — первичная карбонатная порода (Тб-59, 106 *м*); B — то же (С2); C — переход от гранатсодержащей к первичной карбонатной породе (Тб-72, 121 *м*); Д — первичная карбонатная порода (Тб-72, 124 *м*); E — то же (Тб-72, 125 *м*); F — переход от гранатсодержащих к первичным карбонатным породам (Тб-72, 128 *м*); G — первичная гранатсодержащая порода (Тб-72, 130 *м*).

Графит является второстепенным компонентом, содержится в виде включений в гранатах или же заполняя промежутки между ними. Кварц встречается в небольших прожилках или заполняет промежутки между гранатами. Местами гранаты замещаются очень тонкозернистым, возможно, марганецсодержащим амфиболом.

Первичная карбонатная порода залегает в виде линз различной протяженности и мощности. Наибольшая из известных линз района Серра-ду-Навиу имеет длину почти 1 *км* и мощность 20—30 *м*, причем наибольшая мощность приходится на осевые части наблюдаемых здесь складчатых зон. Линзы этой породы имеют среднюю мощность 10—20 *м* и протяженность 200—400 *м*.

Первичная гранатсодержащая порода залегает обычно на контакте между карбонатной первичной породой и вмещающими сланцами, образуя местами слои мощностью более 2 *м*. Наличие ее также подтверждает выдержанность марганецсодержащих горизонтов в поперечном направлении вне карбонатных линз.

Первичная карбонатная порода — это продукт метаморфизма первичного богатого марганцем осадка; такими осадками был карбонатный материал почти без кремнистых кластических обломков.

Первичная гранатсодержащая порода — либо продукт метаморфизма нечистого марганецсодержащего осадка, либо продукт метаморфических реакций между первичной карбонатной породой и вмещающими ее осадками.

К в а р ц е в а я ф а ц и я представлена тонкозернистым метаморфизованным роговиком («черт»), переслаивающимся с известково-силикатными слоями. Наблюдаемая слоистость параллельна плоскостям первичного напластования, которые выделяются по изменениям минерального состава смежных слоев. Фации часто содержат известково-силикатные слои (не представленные в табл. 3); слои крупнозернистые и сложены различным количеством кальцита, диопсида, пирротина, гроссуляра, тремолита, а также титанита.

Б и о т и т о в а я ф а ц и я представлена биотитовыми сланцами. Слоистость в них развита хорошо и обычно не согласуется в плоскостями первичного напластования. Зерна крупнее, чем в двух предыдущих фациях, вследствие более интенсивной перекристаллизации; последняя также затушевывала плоскости напластования. Силлиманит, андалузит и розовый альмандин образуют порфиробласты размером несколько миллиметров, погруженные в массу кварца и биотита.

Г р а ф и т о в а я ф а ц и я, будучи темнее по окраске двух других, имеет высокую концентрацию графита. Это — единственное существенное отличие ее от двух других фаций. Иногда она походит на кварцевую фацию, а иногда больше напоминает биотитовую.

Графитовая фация является, вероятно, продуктом метаморфизма глинистого осадка, богатого углеродистым материалом. Последний, по-видимому, образовался из органического вещества, скопившегося в глинах и сохранившегося при диагенезе и метаморфизме.

В районе Серра-ду-Навиу каждая метаморфизованная осадочная фация в стратиграфическом разрезе повторяется несколько раз. При статистическом исследовании вертикального распределения фаций и их взаимной связи выявлено наличие переходных разностей между фациями, а также тенденцию к циклическому повторению этих разностей. Такой анализ стал возможен в связи с наличием свежих образцов пород, отобранных по всему району при алмазном бурении.

При предварительном исследовании наиболее обычных связей между отдельными породами рассмотрен 421 контакт между метаосадочными фациями и марганцевыми первичными породами. При описании каждого контакта отмечали, какая порода залегает с одной и с другой его стороны и является ли контакт постепенным или нет. Однако мощности отдельных литологических разностей и локальная структура изученных участков не принимали во внимание (табл. 4).

Наиболее часто встречается графитовая фация (31% всех изученных контактов), затем биотитовая (25%), кварцевая (22%) фации, гранатсодержащая (16%) и карбонатная (6%) первичные породы.

Разделив действительные данные на величины, рассчитанные для беспорядочного распределения контактов, мы получили коэффициент корреляции, который показывает, насколько чаще или реже наблюдается контакт отдельных пород друг с другом, чем это ожидается при беспорядочном

Таблица 4

Контакты между разностями метаморфизованных осадочных пород района Серра-ду-Навиу

Порода, фация	Частота встречаемости контактов, %	Вероятность контактов при беспорядочном распределении, вес. %					Действительное распределение контактов, вес. %					Коэффициент корреляции (действ.) вероятности				
		Mc	Mg	G	B	Q	Mc	Mg	G	B	Q	Mc	Mg	G	B	Q
Все контакты (421) *																
Mc	6	—	16	33	27	24	—	44	29	13	14	—	2,7	0,9	0,5	0,6
Mg	16	7	—	37	30	26	17	—	60	8	15	2,4	—	1,6	0,3	0,6
G	31	9	23	—	36	32	6	31	—	38	25	0,6	1,3	—	1,1	0,8
B	25	8	21	41	—	30	3	5	46	—	46	0,4	0,2	1,1	—	1,5
Q	22	3	19	40	33	—	4	11	34	51	—	0,5	0,6	0,8	1,5	—
Постепенные контакты (306) **																
Mc	5	—	17	34	27	32	—	65	25	0	10	—	3,8	0,7	0,0	0,5
Mg	16	6	—	38	31	25	20	—	69	4	7	3,3	—	1,8	0,1	0,3
G	32	7	24	—	38	31	4	36	—	40	20	0,6	1,5	—	1,1	1,6
B	26	7	22	43	—	28	0	2	49	—	49	0,0	0,1	1,1	—	1,7
Q	21	6	20	41	33	—	2	6	31	61	—	0,3	0,3	0,8	1,8	—
Постепенные контакты (115) ***																
Mc	9	—	15	30	25	30	—	14	33	33	20	—	0,9	1,1	1,3	0,7
Mg	14	10	—	32	27	31	9	—	31	19	41	0,9	—	1,0	0,7	1,3
G	27	12	19	—	32	37	11	16	—	34	39	0,9	0,8	—	1,1	1,1
B	23	12	18	35	—	35	13	11	39	—	37	1,1	0,6	1,1	—	1,1
Q	27	12	19	37	32	—	7	21	39	33	—	0,6	1,1	1,1	1,0	—

Примечание. Mc — первичная карбонатная порода; Mg — первичная гранатсодержащая порода; G — графитовая фация; B — биотитовая фация; Q — кварцевая фация.
Стандартное отклонение коэффициента корреляции: * 0,45; ** 1,13; *** 0,04.

распределении. Коэффициенты со значением более 1,0 свидетельствуют о контактах, предпочитаемых самой природой, а менее 1,0 — наоборот.

Явное преобладание постепенных контактов над непостепенными дает основание для предположения, что литологические изменения в процессе седиментации происходили в основном постепенно. Обычно мощность переходной зоны при постепенных контактах достигает 2 *м*, но можно думать, что при седиментации она была еще больше.

Коэффициенты корреляции и их стандартные отклонения указывают на значительное различие в распределении постепенных и непостепенных контактов.

Если для постепенных контактов стандартное отклонение составляет 1,13, то для непостепенных — лишь 0,04, что свидетельствует о тенденции постепенных контактов соответствовать порядку, предпочитаемому природой, в то время как контакты непостепенного типа более соответствуют беспорядочному распределению.

Данные по постепенным контактам позволяют выделить следующий порядок их последовательности:

первичная карбонатная порода/первичная гранатсодержащая порода
первичная гранатсодержащая порода/графитовая фация
графитовая фация/биотитовая фация
биотитовая фация/кварцевая фация

Такая последовательность имеет все положительные коэффициенты корреляции (со значением $> 1{,}0$) для постепенных контактов.

Вертикальное размещение указанной последовательности контактов было детально исследовано для 160 контактов рудной залежи С-2. Последняя особенно удобна для такого анализа, поскольку она имеет мощный разрез метаморфизованных осадков (рис. 3); складчатость здесь развита слабо; опрокинутых контактов нет. Применен метод расчета, описанный

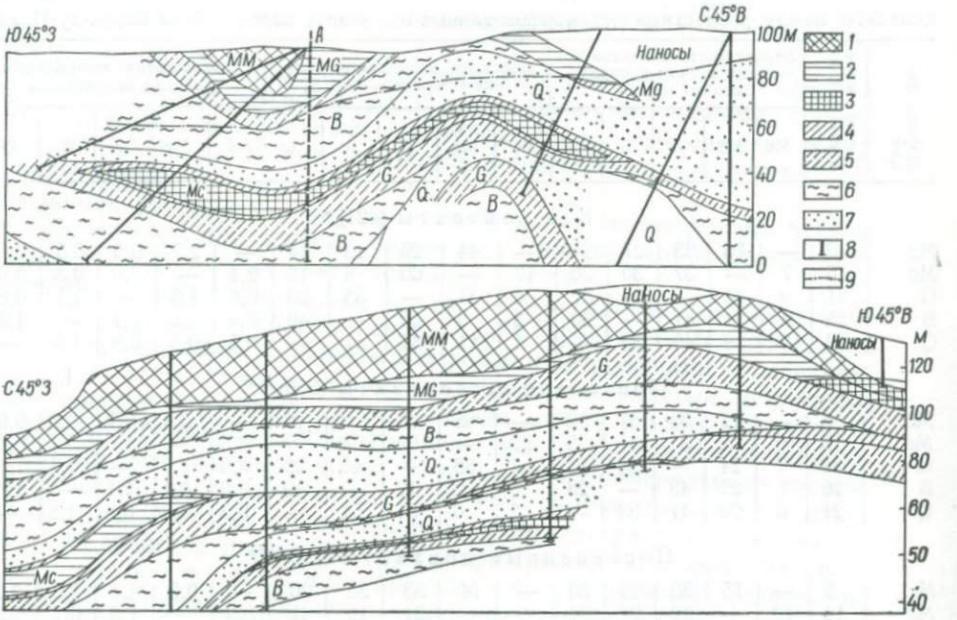


Рис. 3. Стратиграфические разрезы через рудные месторождения С-2.

Разрезы построены на основании двух контрольных буровых профилей через рудные месторождения С-2 (см. северную часть рис. 2) в направлении Ю 45° З и С 45° В. Отмечается пологая складчатость и повторение по вертикали пластов, включающих первичные руды. Нижний разрез соответствует плоскости *А* (см. верхний разрез): *1* — богатые руды; *2* — гранатсодержащие руды; *3* — карбонатные проторуды; *4* — гранатсодержащие проторуды; *5* — графитовая фация; *6* — биотитовая фация; *7* — кварцевая фация; *8* — буровые скважины; *9* — граница выветривания.

выше с той лишь разницей, что учитывался контакт каждых двух пород, расположенных по вертикали (табл. 5).

Исходя из данных по постепенным контактам, наиболее обычной можно считать следующую последовательность пород (сверху вниз):

графитовая фация (коэф.-1,4)
первичная гранатсодержащая порода (коэф.-3,4)
первичная карбонатная порода (коэф.-2,7)
первичная гранатсодержащая порода (коэф.-2,4)
графитовая фация (коэф.-2,4)
биотитовая фация (коэф.-2,8)
кварцевая фация (коэф.-1,1)
графитовая фация

В фактическом разрезе наблюдается только пять типов контактов, начиная с гранатсодержащей первичной породы в кровле и кончая кварцевой фацией в подошве.

По полученным данным можно построить модель идеального осадочного разреза. Снизу он начинается кварцевой фацией и переходит кверху сначала в биотитовую, а затем в графитовую фацию, к которой относится марганцевая первичная порода. В действительности идеальный порядок чередования пород наблюдается не всегда, но это не нарушает общей достоверности схемы.

ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗА

В районе Серра-ду-Навиу имеется несколько разрезов метаморфизованных осадков, каждый из которых приблизительно соответствует описанной схеме. В идеальном разрезе графитовая фация залегает вверху, кварцевая — внизу, а биотитовая — между ними. Как уже указывалось, исключения из этого идеального случая не редки. Вероятность идеального разреза всегда больше при постепенных контактах.

Нижним контактом каждого разреза считается контакт у подошвы кварцевой фации, поскольку именно здесь отмечается наибольшее количество непостепенных контактов и наибольшее различие между породами кровли и подошвы.

Как известно, кварцевая фация представлена метароговиками, переслаивающимися со слоями известковистого материала, биотитовая — метапели-

Таблица 5

Вертикальная последовательность метаморфизованных осадочных пород (160 контактов по рудной залежи С-2) **района Серра-ду-Навиу**

Порода, фация	Частота встречаемости контактов, %	Коэффициент корреляции от кровли к подошве														
		Все контакты (160 контактов)					Постепенные контакты (124 контакта)					Непостепенные контакты (36 контактов)				
		Mc	Mg	G	B	Q	Mc	Mg	G	B	Q	Mc	Mg	G	B	Q
Mc	11	—	2,2	0,7	0,6	0,8	—	3,4	0,8	0,0	0,4	—	0,0	0,5	2,0	1,5
Mg	18	24	—	1,1	0,1	1,1	2—7	1,4	1,4	0,0	0,7	1,3	0,0	0,0	0,6	2,6
G	29	0,4	1,9	—	0,2	1,4	0,2	2,4	—	0,2	1,1	1,1	0,7	—	0,3	2,1
B	22	0,8	0,3	1,9	—	0,5	0,0	0,2	2,4	—	0,3	3,6	0,5	0,0	—	1,5
Q	20	0,4	0,6	0,2	2,8	—	0,5	0,3	0,2	2,8	—	0,0	1,1	0,0	2,7	—

Примечание. Mc — первичная карбонатная порода; Mg — первичная гранатсодержащая порода; G — графитовая фация; B — биотитовая фация; Q — кварцевая фация.

тами и графитовая — метаморфизованными осадками, богатыми углистым материалом. Мощность каждой метаморфизованной толщи пород, от кварцевой до графитовой фации включительно, изменяется обычно в пределах 40—60 *м*.

Из трех фаций кварцевая имеет наибольшую мощность и наибольшую горизонтальную выдержанность и однородность, две другие характеризуются изменчивой мощностью и не очень однородны в горизонтальном направлении.

Метароговик вместе с известняком — это химический морской осадок, отложившийся на мелководье при умеренных температурах. Величина pH была выше 7,5 — это необходимое условие для отложения кальцита. Обстановка была окислительной; кластического материала было сравнительно мало. Последний представлен несколькими пластами глин, метаморфизованными в настоящее время до биотитовых сланцев.

Постепенный переход метароговика в метапелит указывает на изменение условий, благоприятствующих отложению роговика, или на возрастание скорости отложения глин либо на то и другое. По мере обогащения метапелита органическим материалом он переходил в современную графитовую фацию. Этот осадок отлагался в восстановительной и, вероятно, в замкнутой среде с низким pH и отрицательным *Eh* в условиях, благоприятных также для отложения линз родохрозита.

Рассмотрим возможный механизм отложения этих осадков в ритмической последовательности (рис. 4).

Седиментация происходила, вероятно, на мелководной морской платформе, куда сносился кластический материал со смежной суши (рис. 4, *I*). Роговики и известковые пласты образовывались вдали от береговой линии, где отложение кластического материала было минимальным. В то же

время глины отлагались ближе к суше (рис. 4, *II*). Со временем, по мере накопления осадков и понижением уровня воды, условия становились восстановительными, с кислым pH и отрицательным *Eh*; уменьшалась газонасыщенность воды. Организмы, откладываемые с глиной, не разлагались. С постепенным накоплением материала условия изменялись на болотистые и, по-видимому, образовалось большое болото и несколько лагун. На этой фазе седиментация стала, по существу, лагунной и в такой лагуне кластический материал отсутствовал, осаждался марганцевый карбонат (рис. 4, *III*). Вероятно, марганец оставался в растворе в виде карбоната на протяжении всего процесса, осаждаясь в том случае, когда условия были восстановительными

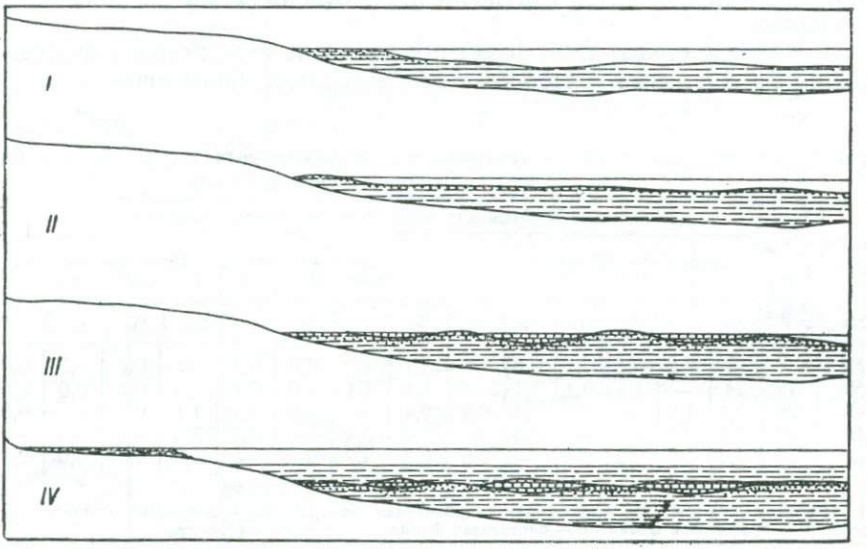


Рис. 4. Схематическая модель фаз осадконакопления группы Серра-ду-Навиу, отражающая их тенденцию к образованию ритмически повторяющихся разрезов:

I — фаза окисления. На плоской платформе роговики и известняки залегают на участках, покрытых морем; глины осаждаются вблизи береговой линии; *II* — промежуточная фаза. Глинистые пласты залегают преимущественно выше роговиковых пластов. Глубина бассейна уменьшается, и начинают появляться глинистые пласты, богатые карбонатом. Обстановка на участках осадконакопления начинает изменяться до восстановительной; *III* — фаза восстановления. Продолжают образовываться глинистые пласты, богатые органическим веществом. Береговая линия смещается в сторону моря, оставляя болота и лагуны. Марганцевые карбонаты осаждаются в виде линз в сильно восстановительной обстановке лагун; *IV* — после погружения территории начинается новый цикл осадконакопления, причем роговики в пределах моря и глины вблизи суши перекрывают осадки предыдущего цикла. На более ранних этапах погружения они покрывали линзы, богатые марганцем.

и благоприятными для его отложения. Хотя важнейшие марганцевые породы залегают в верхней части графитовой фации, марганец переходил в осадок на всех фазах отложения этой фации, о чем свидетельствует наличие тонких слоев первичной его породы во всей графитовой фации.

Следующая стадия — это опускание платформы, обновляющее первоначальные условия цикла (рис. 4). Тонкий слой графитовой фации, покрывающий первичную марганцевую породу, является первым признаком этого повторения, но наилучшее доказательство его — наличие кварцевой фации, покрывающей с непостепенными контактами графитовую фацию. Эти две фации отражают два совершенно различных типа условий отложения.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

Рассматриваемые осадки были метаморфизованы трижды. Самый древний метаморфизм был динамическим и относился к амфиболитовой фации метаморфизма (по классификации Тернера, 1968). Он сопровождался незначительным складообразованием, имел большое давление, что благоприятство-

вало развитию слоистой текстуры, параллельной плоскости напластования. Наиболее распространенными минералами этой фазы являются кварц, биотит и плагиоклаз, сохранившиеся в виде ориентированных включений в более молодых порфиробластах.

Следующая фаза метаморфизма термальная, она соответствует фации роговообманкового роговика (по Тернеру, 1968); во всех трех метаморфизованных осадочных фациях наблюдается рост порфиробластов гроссуляра, тремолита и диопсида — в известковой зоне кварцевой фации, спессартита, родонита и тефроита — в первичных марганцевых породах и кордиерита — в биотитовой фации.

Андалузит — самый распространенный и крупнозернистый минерал графитовой фации, особенно в тех местах, где она очень богата включениями графита.

Наиболее поздним был динамический метаморфизм амфиболитовой фации, характеризующийся деформацией пород, складкообразованием и перекристаллизацией минералов. Структура кварцсодержащих зон стала шовной (сутурной): обычны трещиноватые минералы. Вообще не перекристаллизовываются или не деформируются только порфиробласты и их включения. В трех рассмотренных фациях силлиманит замещает биотит и андалузит и сопровождается мусковитом. В первичных породах и известковых зонах поперек более древних минералов развиваются амфиболы. В течение этой метаморфической фазы происходила пневматолитовая деятельность, характеризующаяся образованием пегматитов и локальной турмалинизацией.

Возраст образцов метаморфизованных осадков, определяемый калий-аргоновым методом в лаборатории геохронологии университета в Сан-Паулу, составляет 1710—1770 млн. лет. Предполагается, что эта цифра соответствует возрасту последнего динамического метаморфизма и складкообразования.

СТРУКТУРА

Общее строение района изучено еще недостаточно из-за скудности обнажений и наличия идентичных пород на различных уровнях стратиграфической схемы, что затрудняет горизонтальную корреляцию.

Складки бывают открытыми и закрытыми (см. рис. 3); они погружаются на северо-запад и юго-восток под малыми углами; их осевые плоскости падают на северо-восток. На некоторых участках они переходят в изоклинальные складки с параллельными крыльями, круто падающими на северо-восток.

Карбонатная первичная порода имеет максимальную мощность в замке закрытых складок благодаря пластической перекристаллизации и концентрации родохрозита в осевых зонах.

Пласты, представленные биотитовой фацией, иногда деформируются как некомпетентные. Кварцевая фация более устойчива к деформации и образует концентрические складки. В результате этой ее особенности в существующем разрезе метаморфизованных осадков не было сильной тектонической деформации.

ЛИТЕРАТУРА

Cressman E. R.— U. S Geol Surv., 1962.
Dorr J. V. N., Park C. F. Jr., de Paiva G.— U. S. Geol. Surv. 1949.
Dorr J. V. N., Soares Coelho, Horen A.— 20th Int. Geol. Congress, **3**, 1956.
Krauskopf K. B Introduction to geochemistry. McGraw-Hill Book Co., 1967.
Krumbein W. C., Garrels R. M.— Journ. Geol., 1952, **60.**
Leinz V.— Acad. Bras. de Ciencias, **20**, 1948.
Nagell R. H.— Econ. Geol., **57**, 1962.
Park C. F. Jr.— 20th Int Geol. Congress, **3**, 1956.
Turner F. J. Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects. McGraw-Hill Book Co. 1968.
Scarpelli W.— Bull. avulso, **41**, 1966.
Sujkowski Zb. L.— Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **42**, 1958.
Valarelli J. V.— Bull. avulso, **42.**

И. П. Новохатский: В виде каких минералов содержится марганец в карбонатных породах?

В. Скарпелли: В свежей карбонатной первичной руде марганцевыми минералами являются родохрозит, спессартин, а также родонит и тефроит. В окисных рудах главными марганцевыми минералами являются криптомелан и пиролюзит.

И. П. Новохатский: Какова глубина зоны окисления?

В. Скарпелли: Обычно окисление распространяется на глубину до 70—100 *м* в холмах, где расположены рудные тела.

Р. Т. Брандт: Какова, по Вашему мнению, причина отложения больших количеств марганца в этих осадках и откуда он привносился первоначально?

В. Скарпелли: Причиной такого отложения было сочетание благоприятных условий для накопления марганца в растворе и существование среды, благоприятной для отложений марганца в виде карбонатов с минимальной примесью глины. Мы не знаем, откуда привносился марганец

Гросси Сад: Второй вид метаморфизма назван термальным. Почему? Разве Вы нашли интрузивы, относящиеся к этой метаморфической фазе?

В. Скарпелли: Мы назвали этот метаморфизм термальным, потому что температура является главным или единственным фактором, который воздействовал на породы. Порфиробласты росли во всех описанных разновидностях пород и росли они без деформаций, показывая, таким образом, что давление не влияло на породы в течение этой метаморфической фазы. Мы не нашли интрузивов, относящихся к этой метаморфической фазе.

Дж. Ван Дорр: Большая часть первичной руды представлена родохрозитом, но в одном из месторождений — это пикротефроит, насколько я понял. Имеете ли Вы указания на то, почему пикротефроит образовался именно в этом месторождении (Шумко)?

В. Скарпелли: Тефроит, как и родонит, образовался в результате химических реакций между кремнеземом и родохрозитом. Количество кремнезема и родохрозита, вовлекаемого в реакцию, зависело от того, что образовывалось — родонит или тефроит. Во всех породах района, кроме первичных руд, наблюдаются маломощные кварцевые жилы. В первичной руде нет кварцевых жил, но есть жилы тефроита и (или) родонита на площадях, где вмещающие породы содержат кварцевые прожилки. Возможно, что кремнезем попадал в первичную руду по трещинам и реагировал с карбонатом, образуя силикаты при высокой температуре, в процессе термального метаморфизма. Тефроит и родонит встречаются главным образом в виде крупных кристаллов.

Дж. Ван Дорр: Можете ли Вы сказать что-либо о заводе по брикетированию окислов марганца, который сейчас строится?

В. Скарпелли: Такой завод строится и мы ожидаем, что он вступит в строй во втором полугодии 1971 г. и будет производить впервые в мире брикеты марганцевой руды.

Б. Шубер: Может ли автор объяснить методику, которую он употреблял для того, чтобы получить числа, служившие ему для подсчета корреляций между элементами разных формаций.

В. Скарпелли: Я сравнивал объективные данные при детальном исследовании всех кернов и набор теоретически рассчитанных величин, что было необходимо для выяснения вероятности встречаемости контактов по принципу случайности, без какого бы то ни было порядка. Коэффициенты представляют собой отношение между реальными данными и теоретическим набором для случайного распределения контактов. Они показывают, как природа предпочитает один вид контактов другому.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ ИНДИИ

С. РОЙ

(Индия)

По запасам марганцевых руд Индия занимает одно из ведущих мест в мире. Все рудные залежи Индии сосредоточены в формациях докембрийского возраста. Марганцеворудные залежи разбросаны по всей территории, но особенно хорошо развиты в провинциях Мадхья-Прадеш, Махараштра, Орисса,

Бихар, Андхра-Прадеш, Гуджарат, Майсур, Раджастхан и Гоа (рис. 1). Встречаются как сингенетические, так и гипергенные эпигенетические залежи, причем первый тип преобладает (Рой, 1966).

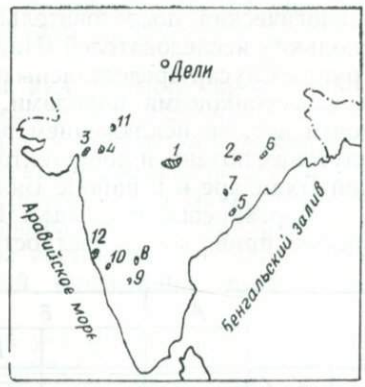


Рис. 1. Карта марганцеворудных месторождений Индии.

Цифры на карте: *1* — рудный пояс Мадхья-Прадеш—Махараштра; *месторождения: 2* — Гангпур — Бамба; *3*—Панч-Махал; *4*—Джхабуа, Мадхья-Прадеш; *5* — Срикакулам, Андхра-Прадеш; *6* — Бонаи-Кеонджар, Орисса; *7* — Калаханди-Корапут-Патна, Орисса; *8* — Сандур-Беллари, Майсур; *9* — Шимога, Майсур; *10* — Норт-Канара, Майсур; *11* — Бансвара, Раджастхан; *12* — Гоа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИЙ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Сингенетические марганцевые формации Индии можно подразделить на следующие группы: Саусар (Мадхья-Прадеш — Махараштра); Аравалли (Раджастхан—Мадхья-Прадеш); Чемпенер (Гуджарат), Гангпур (Орисса) и Кондалит (Андхра-Прадеш). Все они состоят из метаморфизованных осадочных формаций докембрийского возраста. Саркар (1968) пытался установить геохронологическую связь между этими группами (табл. 1).

Таким образом, указанные выше группы относятся к протерозойскому периоду, если считать, что граница между археем и протерозоем приходится приблизительно на 2500 млн. лет (Саркар, 1968).

МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУППЫ САУСАР

Сингенетические марганцевые формации в Индии наиболее широко развиты в группе Саусар, покрывающей районы Нагпур, Бхандара (Махараштра) и Чхиндвара, Балагхат (Мадхья-Прадеш).

Таблица 1

Геохронологические взаимоотношения между группами сингенетических марганцевых формаций *

Цикл	Мадхья-Прадеш и Махараштра	Гуджарат	Орисса	Андхра-Прадеш
Сатпурский	Группа Саусар 846—986 млн. лет		Гангпурская группа 846 — 946 млн. лет, сед. 1700 — 2000 млн. лет	
Аравалли	Группа Аравалли ** 950—1500 млн. лет, сед. 2000 млн. лет	Группа Чемпенер		
Восточный Гхат				Кондалитовая группа, фаза II —1600 млн. лет, фаза I —2650 млн. лет

* Возраст относится к концу событий. Указано также время седиментации (сед.), если оно определено.

** Группа Аравалли развита главным образом в провинции Раджастхан и частично в Мадхья-Прадеш. Сингенетические марганцевые формации этой группы встречаются только в Мадхья-Прадеш.

Марганцевые формации простираются в направлении СВ—ЮЗ, В—З и СЗ—ЮВ в виде дугообразных поясов, выпуклой стороной обращенных на юг, длина их более чем 130 миль, ширина — 20 миль. Группа Саусар представлена миогеосинклинальным ортокварцито-карбонатным разрезом;

Согласованные величины изобарно-изотермического потенциала образования (ΔZ_T^0) соединений из элементов, *ккал/моль*

Соединение	Температура, °К										
	298	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	Примечание *
Fe_3O_4	241,59	233,34	225,46	217,80	210,31	203,02	195,13	187,54	179,96	172,37	1
Fe_2O_3	176,77	170,12	163,74	157,48	151,32	145,28	139,33	133,42	127,24	121,05	2
Fe_2SiO_4	330,75	322,52	314,55	306,66	298,83	291,05	283,31	275,57	267,97	260,40	3
$FeSiO_3$	267,32	260,96	254,78	248,66	242,58	236,54	230,54	224,57	218,70	212,83	4
$FeCO_3$	162,40	156,47	150,73	145,04	139,42	133,90	—	—	—	—	5
$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$	2141,0	2088,6	2037,2	1985,8	1934,5	1883,1	1831,8	1780,4	—	—	6
$Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$	1069,9	1041,6	1013,6	986,1	258,4	—	—	—	—	—	7
SiO_2	204,76	200,31	195,95	191,62	187,32	183,05	178,84	174,67	170,51	166,38	8
H_2O	54,64	53,52	52,37	51,16	49,92	48,66	47,36	46,06	44,73	43,39	8
CO_2	94,24	94,32	94,39	94,46	94,52	94,57	94,61	94,65	94,69	94,72	8
CO	32,77	34,98	37,16	39,33	42,00	43,65	45,79	47,91	50,02	52,12	8

* Все величины рассчитаны нами по экспериментальным и табличным термохимическим данным:
1 — 1200—900 °К (Charette, Flengas, 1968); 800°К (Barbi, 1964); 700 — 298° К — экстраполяция с использованием S^0_{298} и $C_P = \varphi(T)$ (Карпов и др., 1968; Robie, Waldbaum, 1968); 2 — 1200—1000° К (Charette, Flengas, 1968); 900— 298° К — экстраполяция с использованием S^0_{298} и $C_P = \varphi(T)$ (Карпов и др. 1968; Robie, Waldbaum, 1968); 3 — 1200—1000°К Tern o, Yukiyoshi, 1963); 900—298° К — экстраполяция с использованием S^0_{298} (Карпов и др.. 1968) и $C_P = \varphi(T)$ (Orr, 1953); 4 — 1200—298 °К — рассчитано по $P - T$ кривой (Lindsley, 1968); и нашей экстраполяции; 5 — 800—298° К — рассчитано по экспериментальным равновесным данным (Seguin, 1968); экстраполяция с использованием S^0_{298} (Кострюков, Калинкина; 1968) и $C_P = \varphi(T)$ (Карпов и др., 1968); 6 — 1000—298° К — рассчитано по экспериментальным равновесным данным (Shürmann, 1967) и нашей ориентировочной оценке $S^0_{298} = 187{,}0$ э. е.; 7 — 700—298° К — рассчитано по экспериментальным равновесным данным (Forbes, 1966) и нашей ориентировочной оценке $S^0_{298} = 85{,}2$ э. е.; 8 — 1200—298° К — табличные данные (Гурвич и др., 1962).

геологическая последовательность установлена на основании работ нескольких исследователей (Нарабенасвами и др., 1963). Различные формации группы Саусар представлены пелитовыми, псаммопелитовыми, псаммитовыми и известняковыми породами. Изверженных пород в саусарском разрезе почти нет, за исключением редких случаев их нахождения в гранитных плутонах поздне- и послетектонического времени в северном Нагпуре, северной Бхандаре и в районе Балагхат.

Марганцевые формации группы Саусар имеют строгую стратиграфическую привязку. В частности, они связаны с пелитовыми породами в ниж-

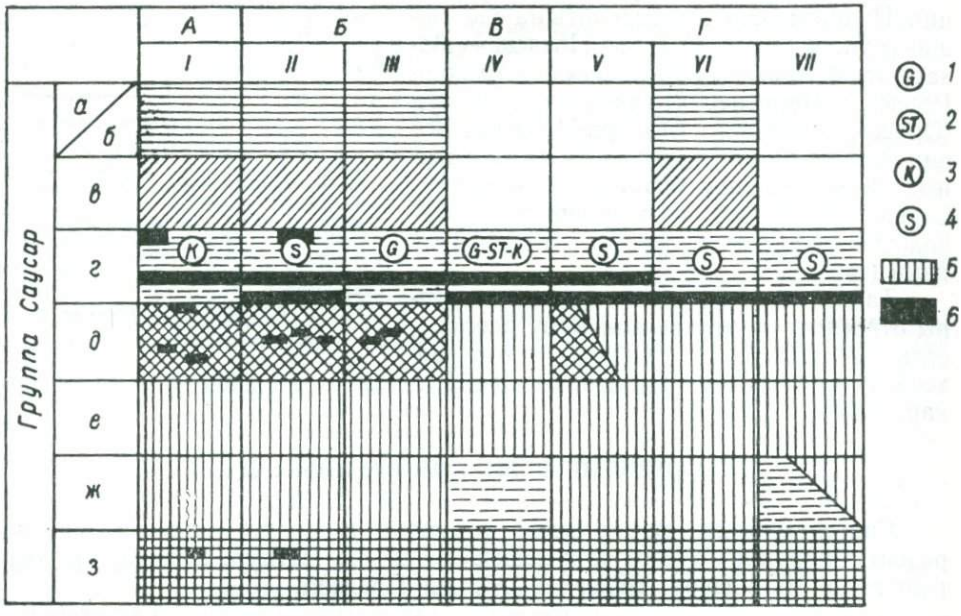


Рис. 2. Диаграмма, показывающая стратиграфическое положение марганцеворудных горизонтов в марганцеворудном поясе Мадхья-Прадеш — Махараштра (мощность и латеральное распространение указаны в различных масштабах):

А — Чиндвара; *Б* — Нагпур; *В* — Бхандара; *Г* — Балагхат; *I* — область Говари-Вадхона — Махаркунд; *II* — Гумгаон-Рамдонгри — Монгаон; *III* — Мансар-Кандри — Юнавани; *IV* — Чикла-Ситасаонги — Донгри-Бузург; *V* — Тироди-Ситапаторе; *VI* — Нетра-Рамрама; *VII* — Бхарвел-Уква; *формации: а* — Бихуа, *б* — Юнавани, *в* — Чарбаоли, *г* — Мансар, *д* — Лоханги, *е* — Кадбикхара, *ж* — Ситасаонги, *з* — биотито-гнейсовая Тироди; *1* — зеленосланцевые фации; *2* — ставролит-альмандиновые подфации; *3* — кианит-альмандиновые подфации; *4* — силлиманит-альмандин-мусковитовые подфации; *5* — залежей нет; *6* — марганцевые руды.

ней, средней и верхней частях формации Мансар. Кроме этой формации марганцевые залежи встречаются также во вмещающих породах Лоханги (мрамор и известково-силикатные породы) и в биотито-гнейсовой формации Тироди. Стратиграфическое положение марганцевых формаций в геологической последовательности группы Саусар на различных участках Мадхья-Прадеш и Махараштра показано на рис. 2.

Марганцевые формации группы Саусар сложены отдельными пластами окисно-марганцевых руд и марганцево-силикатных пород (гондитов)*, которые тонко переслаиваются друг с другом и с вмещающими пелитовыми метаморфизованными осадками мансарской формации. В самих рудах можно различить первичное осадочное напластование. Рудные тела, гондиты и пелитовые метаморфизованные осадки собраны в общие для них складки различных размеров. Никаких признаков несогласия между рудными телами, гондитами и пелитовыми породами не отмечается. Результаты полевых и

* Регионально метаморфизованные марганцево-силикатные породы, которые состоят в основном из спессартина и кварца с другими марганцевыми силикатами или без них. Гондиты впервые выделены Фермбром (1909), затем исследованы Роем и Митрой (1964), а также Роем и Пуркаитом (1968).

лабораторных исследований свидетельствуют о том, что марганцевые формации первоначально отложились как осадки невулканического происхождения.

Пелитовые породы мансарской формации, включающие марганцеворудные тела и гондиты, регионально метаморфизованы в различной степени. Породы на площади Бхарвел-Уква, район Балагхат, Мадхья-Прадеш, метаморфизованы в кварц-альбит-эпидот-альмандиновую подфацию зеленосланцевой фации. На площади Донгри-Бузург-Курмура, район Бхандара, Махараштра, встречаются породы той же метаморфической фации, причем степень метаморфизма постепенно возрастает на восток до ставролит-альмандиновой и кианит-альмандиновой подфаций (альмандин-амфиболитовая фация) на площади Чикла-Ситасаонги.

Большая часть полосы Саусар, включая участки Тироди-Ситапаторе, Нетра-Рамрама (район Балагхат), Мансар-Кадри, Гумгаон-Рамдонгри (Нагпурский р-н) и Говари-Вадхона, Ситапар-Качидхана (р-н Чхиндвара), метаморфизована до силлиманит-альмандин-мусковитовой подфации (альмандин-амфиболитовая фация). Пелитовые породы и образования марганцевой формации тесно сингенетически связаны и позднее были вместе метаморфизованы. Поэтому можно предположить, что на породы марганцевой формации влияли изменения давления и температуры в тех же пределах, что и на вмещающие их пелитовые породы.

МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУППЫ ГАНГПУР

Марганцевая формация считается важным компонентом метаморфизованного осадочного невулканогенного разреза группы Гангпур. Сингенетические марганцеворудные тела и гондиты переслаиваются в складках с пелитовыми породами на площади Гхориайор-Мономунда, в районе Сундаргарх, в Ориссе.

Формация составляет ядро Гангпурского антиклинория (Кришнан, 1937) и представлена, наряду с пелитовыми породами, формацией Гхориайор в основании группы Гангпур. Пелитовые породы этой площади метаморфизованы до ставролит-альмандиновой подфации.

МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУПП АРАВАЛЛИ И ЧЕМПЕНЕР

Группа Аравалли хорошо развита в провинциях Раджастхан и, частично, Мадхья-Прадеш (район Джхабуа). Южное ее продолжение в Гуджарат называют группой Чемпенер. Группа Аравалли (а также Чемпенер) состоит из кварцитов, известняков и известково-силикатных пород, филлитов и слюдяных сланцев с пластами сингенетических марганцево-кислых руд и марганцево-силикатных пород. Сингенетические марганцево-рудные тела в Шиварайпуре (район Панч-Махал, Гуджарат) переслаиваются и собраны в одни складки с филлитами и кварцитами в невулканогенном осадочном разрезе; они регионально метаморфизованы до кварц-альбит-мусковит-хлоритовой подфации. Марганцеворудные тела и гондиты, переслаивающиеся с кварцитами и включенные в филлиты на участке Каджли-Донгри, Джхабуа, Мадхья-Прадеш, метаморфизованы до кварц-альбит-биотитовой подфации. Изолированная залежь марганцевокислой руды и марганцево-силикатной породы — корудит * — переслаивается в складках с волластонит-диопсидовым роговиком и окружена порфирит-биотит-гранитом на участке Джотвад, района Панч-Махал, Гуджарат. Здесь сингенетически отложенная марганцевая формация термально метаморфизована до пироксен-роговиковой фации, как об этом свидетельствуют результаты минералогического исследования известково-силикатных пород.

* Термин «корудит» предложен Фембром (1909) для обозначения термально-метаморфизованных марганцево-силикатных пород, состоящих из спессартин-андрадитового граната, калиевого шпата и апатита.

МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУППЫ КОНДАЛИТ

Группа метаморфизованных осадков Кондалит покрывает район Восточных Гхат в южной Индии и представлена породами, метаморфизованными до гранулитовой фации (например, гранат — силлиманит — графит — гранулит, гранатсодержащий кварцит, известковый гранулит и чарнокит). На площадях Кодур-Гаривади-Девада и Гарбхам, район Стрикакулам, Андхра-Прадеш, сингенетические марганцеворудные тела (редко марганцево-силикатные породы) собраны в складки и чередуются с метаморфизованными осадочными компонентами группы Кондалит. Изверженных пород, кроме более поздних гранитных плутонов и пегматитов, на этой площади нет. В рудниках группы Кодур марганцеворудное тело представлено согласно залегающими слоями во вмещающем известковом гранулите, тогда как на площади Гарбхам рудное тело переслаивается с гранатсодержащим кварцитом. На обеих площадях гранат — силлиманит — графит — гранулит находятся в тесной связи друг с другом, хотя никогда непосредственно не контактируют с рудными телами.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРА

Минеральный состав марганцевокислых рудных тел и марганцево-силикатных пород метаморфизованных марганцевых формаций Индии изучали многие авторы. Результаты этих исследований подытожил Рой (1966) (табл. 2 и 3).

Степень метаморфизма других залежей неизвестна, поэтому они не включены в табл. 2 и 3. К такой группе относятся метаморфизованные марганцевые формации Ганы (спессартин — родонит — родохрозит; Сервис, 1943), Мадагаскара (спессартин — родонит — тефроит — апатит — кварц; Буланги, 1956), Южного Урала (спессартин — родонит — бустамит — пьедмонтит; Бетехтин и Зверев, 1953), Южного Хингана (родохрозит — бустамит — родонит — тефроит и браунит — гаусманит — гематит — магнетит; Чеботарев, 1960) и площади Постамбург — Табазимби (браунит — биксбиит — гаусманит — якобсит — вреденбургит — халькофанит; Де Вилвер, 1956).

Метаморфизованные марганцеворудные тела Индии выделяются своими текстурными особенностями. Например, макро- и микрополосчатость у них универсальная. В Каджли-Донгри внутри отдельных полос браунит и биксбиит характеризуются остаточной коллоформной текстурой, при которой в слабо деформированном концентрическом нарастании биксбиит составляет ядро, а браунит образует внешний ободок. Такое же соотношение браунита и биксбиита наблюдается и в остаточных крустифицированных жилах. При большем увеличении видно, что браунит образует ядро, окруженное биксбиитом, в результате кристаллизации которого возникли грани кристалла. Этот биксбиит, в свою очередь, окольцован браунитом. Такая текстура определенно указывает на то, что колломорфные образования высших окислов (пиролюзита, криптомелана и др.) в первоначальных осадках были восстановлены при повышении температуры и перекристаллизованы в браунит и биксбиит, хотя общая текстура в целом сохраняется. При перекристаллизации биксбиит обычно приобретает идиобластическую форму. Голландит очень часто образует целые полосы с различными размерами зерен, а иногда встречается в виде ненарушенных зерен. На более высоких ступенях метаморфизма (альмандин-амфиболитовая фация) вреденбургит, состоящий из зерен от гипидиоморфных до округлых, ассоциирует с браунитом, образуя текстуру от ксено- до гранобластической. Во вреденбургите сохраняются видманштеттовые прорастания якобсита и гаусманита. Метаморфизованные рудные тела обычно имеют деформационные текстуры. Браунит и голландит удлинены и проявляют тенденцию к ориентировке параллельно полосчатости, образуют у руд сланцеватость, перпендикулярную направлению максимального сжатия. Двойникование, развивающееся в голландите, и микроскладчатость

Таблица 2

Осадочные залежи марганца, метаморфизованного до зеленосланцевой фации

Залежь	Минеральный состав
Индия	
Шиварай, Гуджарат (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая подфация)	Окислы: браунит Силикатов нет
Каджли-Донгри, Мадхья-Прадеш (кварц-альбит-эпидот-биотитовая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, якобсит Силикаты: спессартин, родонит, бланфордит, юддит, винчит, манганофиллит, алургит, кварц
Бхарвел-Уква, Мадхья-Прадеш (кварц-альбит-эпидот-альмандиновая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит Силикатов нет
Донгри-Бузург-Курмура, Махараштра (кварц-альбит-эпидот-альмандиновая подфация)	Окислы: браунит, голландит, якобсит, манганит Силикаты: спессартин, родонит, кварц
США	
Большая Индейская залежь, Сьерра-Невада (Хеветт и др., 1961) (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая подфация)	Окислов нет Силикат-карбонаты: родохрозит, родонит, тефроит
Проспект Смита, Сьерра-Невада (Хьюбнер, 1967) (зеленосланцевая фация)	Окислы: гаусманит, браунит Силикат-карбонаты: родохрозит, родонит, тефроит, спессартин, желтый 7 Å силикат
Калаверитсодержащая формация, Сьерра-Невада (Хеветт и др., 1961) (зеленосланцевая фация)	Окислов нет Силикат-карбонаты: родохрозит, родонит, тефроит, спессартин, неотокит, бементит
Залежь Бак-Ай, Калифорния (Хьюбнер, 1967) (фация голубого сланца)	Окислы: гаусманит, браунит Силикат-карбонаты: родохрозит, бементит, 7 Å 8, 12 Å силикат
Бразилия	
Мерид-Майн, Минас-Жераис (Хорен, 1953; Дорр и др., 1956) (кварц-альбит-эпидот-альмандиновая подфация)	Окислы: гаусманит Силикат-карбонаты: родохрозит, манганозитовый кальцит, родонит, пироксмангит, тефроит, спессартин, купферрит, бементит, неотокит, графит, кварц
Великобритания	
Мерионетшир, Уэллс (Вудланд, 1939, Моэр, 1964) (низы зеленосланцевой фации)	Окислов нет Силикат-карбонаты: родохрозит, спессартин, кварц
Австралия	
Район Тэмворт, Новый Южный Уэллс (Сегнит, 1962; Мак Эндрью, 1952) (зеленосланцевая фация)	Окислы: гаусманит, якобсит Силикат-карбонаты: марганцевый доломит, родонит, кнебелит, тефроит, кварц
Новая Зеландия	
Зап. Отаго (Хаттон, 1957) (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая подфация)	Окислов нет Силикат-карбонаты: родохрозит, родонит, спессартин

Продолжение табл. 2

Залежь	Минеральный состав
Западная Африка	
Тпере (Серван, 1956) (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая подфация)	Окислов нет Силикаты: спессартин, кварц

Таблица 3

Осадочные марганцевые залежи, метаморфизованные до альмандин-амфиболитовой и пироксен-роговиковой фаций

Залежь	Минеральный состав
Индия	
Площадь Чикла-Ситасаонги, Махараштра (ставролит-альмандин-кианит-альмандиновая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, якобсит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родоиит, тиродит, алургит, манганофиллит, плагиоклаз, кварц
Площадь Тироди-Ситапаторе, Мадхья-Прадеш (силлиманит-альмандин-мусковитовая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, гаусманит, якобсит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родонит, бланфордит, коричневый марганецсодержащий пироксен, винчит, юддит, тиродит, алургит, манганофиллит, апатит, кварц
Площадь Нетра-Рамрама, Мадхья-Прадеш (силлиманит-альмандин-мусковитовая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, гаусманит, якобсит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родонит, магнезитовый диопсид, коричневый марганецсодержащий пироксен, бланфордит, винчит, тиродит, пьедмонтит, манганофиллит, апатит, плагиоклаз, кварц
Говари-Вадхона, Мадхья-Прадеш (силлиманит-альмандин-мусковитовая подфация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, якобсит, гаусманит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родонит, манганозитовый диопсид, коричневый марганецсодержащий пироксен, бранфордит, винчит, тиродит, юддит, пьемонтит, манганофиллит, апатит, кальцит, кварц
Площадь Кодур-Гарбхам, Андхра-Прадеш (гранулитовая фация)	Окислы: браунит, якобсит, голландит, гаусманит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родонит, апатит, кварц
Норвегия	
Маунт Бранднутен (Вестервельд, 1961) (альмандин-амфиболитовая фация)	Окислы: браунит, якобсит, гаусманит Силикаты: спессартин, родонит, кварц
Юго-Западная Африка	
Отжосэнду (Роупер, 1956) (альмандин-амфиболитовая фация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, якобсит, гаусманит, вреденбургит Силикаты: спессартин, родонит, диопсид, акмит, кварц
Термально-метаморфизованные залежи	
Индия	
Джотвад, Гуджарат (пироксен-амфибол-роговиковая фация)	Окислы: браунит, биксбиит, голландит, гаусманит Силикаты: спессартин — андрадит, родонит, бранфордит, коричневый марганецсодержащий пироксен, винчит, алургит, манганофиллит, апатит, кварц

Продолжение табл. 3

Залежь	Минеральный состав
Япония	
Нода-Тамагана, префектура Ивате (Ватанабе, 1959) (пироксен-амфибол-роговиковая фация)	Окислы: гаусманит, браунит, манганозит, пирохроит Силикат-карбонаты: родохрозит, родонит, пироксмангит, тефроит, спессартин, галаксит, бементит

голландит-биксбиит-браунитовых руд являются характерными особенностями текстуры, связанными с деформацией. В Тироди в гондите наблюдалось микрографическое прорастание между родонитом и якобситом. Можно предполагать, что оно возникло при окислении $FeSiO_3$ — высокопроцентного родонита или пироксмангита согласно реакции

$$2(Mn, Fe)SiO_3 = MnFe_2O_4 + MnSiO_3.$$

Такие же прорастания с участием родонита и якобсита описаны для марганцевой залежи Донгри-Бузург (Гаудхури, 1967). Установлено, что браунит тесно срастается с гематитом в рудных телах различной степени метаморфизма. Эта связь хорошо наблюдается на площади Нетра-Рамрама, район Балагхат, Мадхья-Прадеш, в силлиманит-альмандин-мусковитовой подфации.

Биксбиит частично переходит в браунит, который развивается по его кристаллографическим плоскостям на всех ступенях метаморфизма индийских руд и очень часто во время трансформации гематит освобождается от биксбиита. Получающийся в результате браунит обладает различными оптическими свойствами (Рой, 1966) и, возможно, содержит меньше кремнезема*, чем при образовании его непосредственно по реакции $7MnO_2 + SiO_2 = 3Mn_2O_3$. Гаусманит иногда обволакивает зерна голландита (в рудных телах альмандин-амфиболитовой фации) и часто занимает плоскости кливажа в последнем. Гондиты обычно имеют ксено- и гранобластическую текстуры. Обычно они чередуются с окисной рудой. Текстурные соотношения показывают, что спессартин и родонит преобладают над некоторыми другими марганецсодержащими пироксенами и амфиболами, такими как коричневый марганецсодержащий пироксен, тиродит и винчит, возникающими в процессе метаморфизма их субстрата.

Развитие в гондитах марганецсодержащих силикатов, отличных от спессартина и родонита, всегда связано, однако, со щелочным и метасоматическим воздействием щелочей и Fe^{3+}, привнесенных из более поздних интрузивных пегматитов (Рой, 1966; Рой и Митра, 1964; Рой и Пуркант, 1968).

Направление фазовых переходов марганца при повышении температуры показано в табл. 4. Данные, приведенные в табл. 4, получены в лаборатории, а также при наблюдениях природных скоплений. Более высокие окислы марганца (α, β, γ и δ-MnO_2), если они есть при температуре 500—600° С, переходят в α-Mn_2O_3 (биксбиит**), а затем при 877° С в воздухе — в гаусманит *** (Фолринг и др., 1960; Хаан и Муан, 1960; Клингсберг и Рой, 1959; Окада, 1959_a и др.). Окада (1959_b, 1960) показал, что тожорокит

* Эту разновидность можно отнести к бедному кремнием брауниту (Де Вальер и Гербштайн, 1967). Такой браунит был отделен от образца, содержащего только браунит и биксбиит, подвергнутых анализу. Предельное содержание $MnO_2 = 3{,}89\%$. Однако возможность контаминации биксбиита в данном образце полностью нельзя исключить.

** Название биксбиит в данном исследовании используется для α-Mn_2O_3 с содержанием Fe_2O_3 0—60%, что позволяет опустить названия «партриджеит» и «ситапарит».

*** Название гаусманит относится к тетрагональному низшему гаусманиту (Ван Гук и Кейт, 1958).

Таблица 4

Фазы преобразования марганцевых минералов при повышении температуры

2.
α-MnO_2 (криптомелан)
β-MnO_2 (пиролюзит)
γ-MnO_2 (нсутит) + SiO_2
δ-MnO_2 (бёрнессит)

(A) $7MnO_2 + SiO_2 = 3Mn_2O_3MnSiO_3 + O_2$ (браунит)

→(B) $2MnO_2 + 2SiO_2 = 2MnSiO_3 + O_2$ (родонит)

(C) $3Mn_2O_3MnSiO_3 = 7MnSiO_3 + {}^3/_2O_2$ (браунит) (родонит)

3. Бементит- → браунит → родонит

$[(Mn, Mg, Fe)_6SiO_4(O, OH)_{16}]$ $(3Mn_2O_3MnSiO_3)$ $(MnSiO_3)$

$2(Mn, Fe)SiO_3 + 2O_2 = MnFeO_4 + MnSiO_3$ (пироксмангит) (якобсит) (родонит)

4. Пироксмангит $(Mn, Fe)SiO_3$

5.
α-MnO_2 (криптомелан)
β-MnO_2 (пиролюзит)
γ-MnO_2 (нсутит)
δ-MnO_2 (бёрнессит)
окислы железа или гидроокиси

→ биксбиит (α-Mn_2O_3 с содержанием до 60% Fe_2O_3) → якобсит $MnFe_2O_4$

и (или) вреденбургит ($MnFe_2O_4$ с избытком Mn_3O_4 в твердом растворе)

6. (A) $MnCO_3 + SiO_2 = MnSiO_3 + CO_2$ (родохрозит) (родонит)

(B) $MnCO_3 + SiO_2 + {}^3/_2O_2 = 3Mn_2O_3MnSiO_3$ (браунит)

(C) $2MnCO_3 + SiO_2 = Mn_2SiO_4 + 2CO_2$ (тефроит)

7. $MnCO_3 + MnSiO_3 = Mn_2SiO_4 + CO_2$ (родохрозит) (родонит) (тефроит)

8. (A) $Mn_2SiO_4 + SiO_2 = 2MnSiO_3$ (тефроит) (родонит)

(B) $6Mn_2SiO_4 + O_2 = 6MnSiO_3 + 2Mn_3O_4$ (тефроит) (родонит) (гаусманит)

9. $6MnSiO_3 + O_2 = 2Mn_3O_4 + 6SiO_2$ (родонит) (гаусманит)

[(Mn, Ca) $Mn_3O_7 \cdot 2H_2O$] и бёрнессит [α-MnO_2; (Na, Ca) $Mn_7O_{14} \cdot 2{,}8H_2O$], которые, между прочим, являются наиболее распространенными составляющими молодых глубоководных включений (конкреций) марганца, переходят в гаусманит при температуре 600—700° С.

Манганит (γ-MnOOH) переходит при температуре 375° С в пиролюзит, который восстанавливается до биксбиита при 565° и далее до гаусманита при 950° (табл. 4) (Гупта, 1965). Гроутит (α-MnOOH) переходит в пиролюзит при температуре 300° С (Лима-де-Фариа и Лопес-Виейра, 1965), а при высоких температурах происходит обычная трансформация пиролюзита в биксбиит и гаусманит. Пирохроит ($Mn(OH)_2$) переходит в манганозит (MnO) при температуре 32° С (табл. 4, Клингсберг и Рой, 1959), который легко окисляется в гаусманит. Псиломелан [$(Ba, H_2O)_2 Mn_5O_{10}$] переходит в голландит при температуре около 550° С (Флайшер и Ричмонд, 1943; Флайшер, 1960; Уэдели, 1950), а голландит — в гаусманит при 900° (табл. 4; Флайшер, 1964).

Браунит и (или) родонит образуется при взаимодействии более высоких окислов марганца с кремнеземом при повышении температуры и в зависимости от летучести кислорода (табл. 4; Хьюбенер, 1967; Рой, 1968). Низкотемпературный силикат бементит [$(Mn, Mg, Fe)_6 Si_4 (O, OH)_{18}$] сначала переходит в браунит, а затем при более высоких температурах — в родонит (Ито, 1961). Более высокие окислы марганца в смеси с железом переходят сначала в биксбиит с переменным содержанием Fe_2O_3 (в соответствии с температурой; Мэсон, 1944), а затем, с повышением температуры, в якобсит и (или) вреденбургит.

В метаморфизованных окисных рудах браунит и биксбиит могут формироваться вместе или в отдельности в зависимости от общего состава (наличия кремнезема, железа и пр.), температуры и летучести кислорода (Муан, 1959_a). Браунит, однажды сформировавшийся, не так легко переходит в какую-нибудь другую фазу с повышением температуры, а наличие SiO_2 оказывает сильное стабилизирующее действие на Mn^{2+} (Муан, 1959_a, 1959_b). Хьюбнер (1967) рассмотрел возможность реакции между браунитом и кремнеземом, приводящей к образованию родонита (табл. 4), а Павлович (1931) показал, что браунит (SiO_2 — 8,92%) при нагревании до температуры 1400° С в течение 5 *ч* переходит в тефроит и электрическое прорастание тефроита и гаусманита. Однако результаты исследования залежей в Индии (метаморфизованных в кварц-альбит-мусковит-хлоритовой подфации) и в других областях не подтвердили подобной трансформации браунита или его реакции с другими минералами. Кроме того, образование браунита как продукта перехода биксбиита наблюдается в индийских рудных месторождениях повсеместно.

Формирование гаусманита в метаморфизованных окисных рудах (без карбоната) происходило при высокой температуре и сопутствующем восстановлении. Наличие гаусманита и отсутствие якобсита свидетельствует о том, что средний состав руд беден железом (ср. залежь Джотвад, табл. 3).

В сильно метаморфизованных рудах с большим средним содержанием железа гаусманит связан с якобситом и (или) вреденбургитом, однако при среднем составе, отличающемся большим содержанием марганцевого карбоната, гаусманит может образоваться либо в результате диссоциации родохрозита при высокой температуре (табл. 4, Проспект Смита, залежь Бак-Ай, США; Мерид-Майн, Бразилия; район Тэмворт, Австралия; и др.) или при гипергенном окислении родохрозита (Брикер, 1965).

Образование якобсита зависит от содержания железа в исходном составе, температуры и летучести кислорода. Это наблюдается в залежах с низкой степенью метаморфизма (Каджли-Донгри, табл. 2) и даже в метаморфизованных коллоидных рудах (Донгри-Бузург, Рой, 1959; Марокко, Винсьен, 1956; Сент-Беа, Пиренеи, Персейль, 1966). Содержание марганца в этих якобситах всегда мало. Минерал этот также широко развит в высокотемпературных скоплениях альмандин-амфиболитовой фации в Индии. Состав

якобсита изменяется в зависимости от температуры; при повышении температуры все большее количество Mn_3O_4 переходит в твердый раствор с Fe_3O_4 (Мэсон, 1943; Ван Гук и Кейт, 1958; Муан и Сомиа, 1962). Микрографическое прорастание якобсита и родонита, отмечаемое Чаздхури (1967) в Донгри-Бузург и автором в Тироди, обусловлено окислением родонита с большим содержанием $FeSiO_3$ или пироксмангита. В карбонатных залежах, где родохрозит имеет высокое содержание $FeCO_3$ в твердом растворе, поле стабильности карбоната восстанавливается и при высокой температуре появляется Fe-Mn-шпинель или якобсит как продукт декарбонатизации (Хьюбнер, 1967; район Тэмворт, Австралия).

Наличие вреденбургита свидетельствует о высокой температуре и о том, что первоначальный состав отличался большим содержанием марганца и железа, а охлаждение было достаточно медленным для образования прорастаний.

Поле стабильности вреденбургита исследовано Мэсоном (1943), Ван Гуком и Кейтом (1958) и Юном (1958).

Родохрозит в лабораторных условиях, в воздухе, диссоциирует на $MnO + CO_2$ при температуре 610—635° С, а образующийся в результате этого манганозит быстро окисляется в гаусманит при 670—735° С (Кутберт и Руаланд, 1947; Колп и др., 1949—1951). Если родонит связан с кремнеземом, реакция при высокой температуре дает родонит (табл. 4). При большом количестве родохрозита по отношению к SiO_2 (отношение Mn : Si очень велико) продуктом реакции может быть тефроит (табл. 4). Родохрозит может также реагировать с кремнеземом при повышении температуры и при высокой летучести кислорода образовывать браунит (табл. 4; Хьюбнер, 1967).

Марганцевые силикаты, образованные при повышенной температуре в результате реакции между высшими окислами марганца и кремнеземом либо между марганцевым карбонатом и кремнеземом, принимают участие в дальнейших реакциях с повышением температуры. Так, родонит может окисляться, образуя гаусманит и кремнезем (табл. 4; Хьюбнер, 1967), а тефроит может взаимодействовать с кремнеземом, образуя родонит или окисляться с образованием родонита и гаусманита (табл. 4).

Метаморфизованные марганцевые формации Индии характеризуются окисными рудами, в большинстве своем отчетливо переслаивающимися с марганцевыми силикатными породами и гондитами. Это свидетельствует о том, что во время метаморфизма отдельные их слои были самостоятельными единицами и фазовые переходы и реакции с повышением температуры происходили в соответствии с физико-химическими условиями в отдельных слоях. В таких слоях нет родохрозита и тефроита. Это подтверждает то, что первоначальные осадки были лишены марганцевых карбонатов (Рой, 1966, 1968; Рой и Пуркаит, 1968) и образовались из высших окислов марганца с различными примесями кремнезема, алюминия, железа и пр. С наступлением метаморфизма браунит был единственным метаморфическим минералом в кварц-альбит-мусковит-хлоритовой подфации (Шивараджнур) и его предпочтительное по сравнению с родонитом образование при реакции между высшим окислом и кремнеземом облегчалось, вероятно, высокой летучестью кислорода. Родонит и спессартин вместе с другими марганцевыми силикатами появились в кварц-альбит-эпидот-биотитовой подфации Каджли-Донгри и развивались лишь в слоях гондита, отчлененных от слоев браунитсодержащих окисных руд. В кварц-альбит-эпидот-альмандиновой подфации на площади Донгри-Бузург-Курмура они также развиты, в то время как при такой же степени метаморфизма их нет в залежах Бхарвел-Уква.

Таким образом, образование родонита при реакции высших окислов и кремнезема не зависело всецело от температуры. Его появление в слоях гондита (более вероятное, чем браунита) определяется летучестью кислорода. Спессартин обычно появляется в породах, находящихся на низкой ступени метаморфизма (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая подфация) (Хаттон, 1957; Вудланд, 1939; Чиннер, 1960). Фермор (1909) предположил, что обра-

зование спессартина связано с реакцией между каолинитом, кремнеземом и марганцевым окислом, а Хьюбнер (1967) считал, что при распаде марганецсодержащих силикатов с повышением температуры образуется спессартин. Однако в процессе метаморфизма браунит образуется раньше спессартина (Хьюбнер, 1967).

Биксбиит появляется вначале в кварц-альбит-эпидот-биотитовой фации (Каджли-Донгри); остаточная колломорфная текстура, обнаруживаемая этим минералом вместе с браунитом, определенно свидетельствует об их происхождении за счет первоначально колломорфных высших окислов при повышении температуры.

Голландит, сопровождающий браунит и биксбиит в Каджли-Донгри, по-видимому, образовался при трансформации барийсодержащего псиломелана при более высокой температуре. Якобсит с низким содержанием марганца, приближающийся по составу к магнетиту, проявлялся в условиях залежи Каджли-Донгри и все больше и больше обогащался марганцем.

На площадях Чикла-Ситасаонги (ставролит-альмандиновая и кианит-альмандиновая подфации), Тироди-Ситапаторе, Нетра-Рамрама, Говари-Вадхона (силлиманит-альмандин-мусковитовая подфация) и Кодур-Гарбхам (гранулитовая фация) якобсит (богатый Mn_3O_4), гаусманит и вреденбургит появились и продолжали находиться в стабильной ассоциации с браунитом, биксбиитом и голландитом. На появление и стабильность этих фаз при повышении температуры указывают Муан и Сомиа (1962). Это подтверждается также минералогенетическими особенностями чистых и смешанных (с примесью железа) высших окислов марганца (табл. 4). В термально метаморфизованных (пироксен-роговиковая фация) залежах Джотвад в рудах обнаруживаются ассоциации браунит — биксбиит — голландит — гаусманита, при этом отсутствие якобсита и вреденбургита можно объяснить низким содержанием железа в осадках. Гондит содержит спессартин и родонит в ставролит-альмандиновой, кианит-альмандиновой и силлиманит-альмандин-мусковитовой подфациях, что указывает на стабильность его фаз при высокой температуре. Спессартин и родонит часто сопровождаются другими марганецсодержащими силикатами. Однако железосодержащий родонит и пироксмангит в силлиманит-альмандин-мусковитовой подфации Тироди окислились, образуя микрографические взаимопрорастания бедного железом родонита и якобсита.

Первичная порода, состоящая из марганцево-силикатного карбоната, развита во многих областях земного шара; она обычно сложена в основном из родохрозита, родонита, спессартина, тефроита и кварца (см. табл. 2 и 3). Эти минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что в первоначальном составе марганец существовал как карбонат (родохрозит) с примесями кремнезема, алюминия и т. д. Родонит и тефроит образовались при декарбонатизации родохрозита, взаимодействующего с кремнеземом при повышении температуры (табл. 4), хотя прямой связи между образованием родонита и тефроита с увеличением степени метаморфизма не установлено.

Тефроит описан по залежи Проспект Смита в США (Хьюбнер, 1967), которая была метаморфизована лишь до цеолитовой или до уровня низов зеленосланцевой фации. В то же время этот минерал не выявлен при таком же среднем составе и той же ступени метаморфизма в Мерионетшир (Великобритания) и в Зап. Отаго (Новая Зеландия). Его нет и в залежах некарбонатных марганцевых силикатов, включающих породы силлиманит-альмандин-мусковитовой подфации Индии. Таким образом, температурой и давлением нельзя объяснить все наблюдаемые фазовые ситуации, а наиболее важны параметры μCO_2 и μO_2 (Хьюбнер, 1967). Большинство силикат-карбонатных залежей не имеет марганцево-окисных фаз (за исключением продуктов гипергенного окисления). Иногда развиты гаусманит, гаусманит-браунит, гаусманит-якобсит и гаусманит-браунит-манганозит-пирохроит (см. табл. 2 и 3), которые, по-видимому, образовались при декарбонатизации родохрозита и железистого родохрозита и в результате реакции между родохрозитом и кремнеземом при высокой летучести кислорода.

Результаты изучения метаморфизованных марганцевых формаций Индии и данные, собранные по залежам других регионов, позволяют предположить, что природа субстрата сингенетических марганецсодержащих осадков в значительной степени определяет позднейшую историю метаморфизма и своеобразие его продуктов. Метаморфизованные окисные осадки содержат, главным образом, четырехвалентный марганец и только в незначительном количестве — двух- или трехвалентный [Хоккайдо, Япония (Хариа, 1961); Куба, залежь Имайни Тасдремит (Хьюитт, 1966); Марокко (Буладо и Журавский, 1956); Тимна Доум, Израиль (Вентор, 1956); глубоководные марганцевые залежи (Меро, 1965; Рой, 1969)]. Марганцевые карбонатные осадки содержат двухвалентный марганец и CO_2 [месторождение Лабинск и Юзинск, СССР (Варенцов, 1964); залежь Урукут, Венгрия (Немет и Грасселли, 1966), и т. д.]. Иногда окисные осадки несогласно переходят в карбонаты [Никополь, Большой Токмак и Чиатура, СССР (Варенцов, 1964)]. Сингенетические осадки иногда богаты низкотемпературными марганецсодержащими силикатами. Они представлены слоями силикатов, содержащих, главным образом, двухвалентный марганец; фазы эти обычно гидратизированы.

Залежи сингенетических марганцевых руд Индии, первоначально отложившиеся как высшие окислы, подтверждают то, что в процессе метаморфизма происходило постепенное восстановление марганца. Сингенетические окислы рудных слоев содержали только ничтожное количество кремнезема и железа, которые при повышении температуры взаимодействовали друг с другом, образуя браунит-биксбиит-голландит-якобсит-гаусманит-вреденбургитовые ассоциации. Переслаивающиеся гондиты первоначально были представлены марганцевыми окислами, значительным количеством кремнезема, глины и пр. в смешанных осадках. Окисные руды и слои гондита проявляли себя в процессе метаморфизма. Метаморфизм благодаря реакциям, проходящим с повышением температуры, положил начало образованию спессартин-родонит-кварцевых ассоциаций, частично содержащих марганцевые пироксены, амфиболы и слюды. Метаморфизм индийских марганцевых формаций происходил при бóльшей летучести кислорода, чем в карбонатных родохрозит-родонит-тефроитовых залежах (Проспект Смита, Зап. Отаго, Мерид-Майн и пр.). Хьюбнер (1967) указывал на большое несоответствие между летучестью кислорода в ряде марганцевых месторождений и содержанием fO_2, который доминирует в процессе метаморфизма боковых вмещающих пород, не содержащих марганец. Хьюбнер предположил, что поскольку кислород не является свободным, он не может пройти между марганцевой залежью и окружающей средой, и что вмещающие породы не связаны с высоким содержанием fO_2 в марганцевых залежах, а скорее всего сами марганцевые минералы подавляют или внутренне определяют высокую летучесть кислорода.

ЛИТЕРАТУРА

Bentor Y. K.— 20th Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **4**, 1956.

Bouladon J. a. Jouravsky G.— 20th Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **2**, 1956.

Boulanger J.— 20th. Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **2**, 1956.

Bricker O. P.— Amer. Mineral., **50**, 1965.

Chebotarev M. V.— Int. Geol. Review, **2**, 1960.

Chinner G. A.— Journ. Pet., **1**, 1960.

Cuthbert F. L. a. Rowland R. A.— Amer. Mineral., **32**, 1947.

Das Gupta D. R.— Mineral. Magazine, **35**, 1965.

De Villiers John — 20th Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **2**, 1956.

De Villiers P. R. a. Herbstein F. H.— Amer. Mineral., **52**, 1967.

Dorr J. V. N., Coelho I. S. a. Horen A.—20th. Int. Geol. Congr. Symp. Mang., **3**, 1956.

Faulring F. M., Zwicker W. K. a. Forgong W. D.— Amer. Mineral., **45**, 1960.

Fermor L. L.— Memoir, Geol. Surv., India, **37**, 1909.

Fleischer M.— Amer. Mineral., **45**, 1960.

Fleischer M.— Manganese oxide minerals, VIII, 1964. Hollandite: Advancing Frontiers in Geology and Geophysics, Krishnan Volume.

Fleischer M. a. Richmond W. E.— Econ. Geol., **38**, 1943.
Hahn W. C. a. Muan A.— Amer. Journ. Sci., 1960, **258**.
Hariya Yu.— Journ. Fac. Sci., **10**, 1961
Hewett D. F.— Econ. Geol., **61**, 1966.
Hewett D. F., Chesterman C. S. a. Troxel B. W.— Econ. Geol., **56**, 1961.
Horen A.— Doctoral Dissertation, Harvard University, 1953.
Huebner J. Stephen.— Doctoral Dissertation, The Johns Hopkins University, 1967.
Hutton C. O. Contributions to the mineralogy of New Zealand, Part IV. Trans. Roy. Soc. New Zealand, **84**, 1957.
Ito K.— Journ. Jap. Assoc. Min. Petro. a. Econ. Geol., **45**, 1961.
Klingsberg C. a. Roy R.— Amer. Mineral., **44**, 1959.
Krishnan M. S.— Memoir, Geol. Surv. India, **71**, 1937.
Kulp J. L., Kent P. a. Kerr P. F.— Amer. Mineral., **36**, 1951.
Kulp J. L. a. Perfetti J. N.— Mineral. Magazine, 1950, **29**.
Kulp J. L., Wright H. D. a. Holmes R. J.— Amer. Mineral., **34**, 1949.
Lima-de-Faria J. a. Lopes-Vieira A.— Mineral. Magazine. 1964, **33**.
Mason B.— Geol. Fören. Förhandl., **65**, 1943.
Mason B.— Amer. Mineral., **29**, 1944.
McAndrew J.— Amer. Mineral., **37**, 1952.
Mero J. L. The mineral resources of the sea. Elsevier Publishing Co., Amsterdam — London — New York, 1965.
Mohr P. A.— Journ. Sed. Pet., 1964, **34**.
Muan A.— Amer. Journ. Sci, 1959a, **257**.
Muan A.— Amer. Mineral., **44**, 1959b.
Muan A. a. Somiya S.— Amer. Journ. Sci., 1962, **260**.
Narayanaswami S. et al.— Geol. Surv. India, Bull. **22**, Series A, 1963.
Nemeth J. C. a. Grasselly Gy.— Acta Univ. Szeged. Acta Mineralog. Petrolog., 1966, 17.
Okada K.— Journ. Jap. Assoc. Mineral. Petro. Econ. Geol., 1959a, **44**.
Okada K.— Journ. Jap. Assoc. Mineral. Petro. Econ. Geol., 1959b, **44**.
Okada K.— Journ. Jap. Assoc. Mineral. Petro. Econ. Geol., 1960, **45**.
Pavlovitch St.— Compt. Rend., 192, 1931.
Perseil E. A.— Bull. Soc. franc. Minér. Crist., **89**, 1966.
Roper H.— 20th Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **2**, 1956.
Roy Supriya.— Econ. Geol., **54**, 1959.
Roy Supriya.— Syngenetic Manganese Formations of India: Jadavpur University, Calcutta, 1966.
Roy Supriya.— Econ. Geol., **63**, 1968.
Roy Supriya.— Journ. Geol. Soc., India, 1969, **5**.
Roy Supriya a. Mitra F. N.— Proc. Nat. Inst. Sci. **30**, India, 1964.
Roy Supriya a. Purkait P. K.— Contrib. Mineral. a. Petrol., **20**, 1968.
Sarkar S. N. Pre-Cambrian stratigraphy and geochronology of peninsular India. Dhanbad Publishers, Dhanbad, India, 1968.
Segnit E. R.— Proc. Aust. Inst. Min. Metal., **202**, 1962.
Servant J.— 20th Int. Geol. Congr. Symp. Mang., **2**, 1956.
Service H.— Geol. Surv. Memoir, **5**, 1943.
Straczek J. A. et al.— 20th Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **4**, 1956.
Ukai Y., Nishimura a. Mayeda T. Memoir Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, **23**, 1956.
Van Hook J. J. a. Keith M. L.— Amer. Mineral.. **43**, 1958.
Varentsov I. M. Sedimentary Manganese Ores. Elsevier Publishing Co., Amsterdam — London — New York, 1964.
Vincienne H.— 20th. Int. Geol. Congr., Symp. Mang., **2**, 1956.
Wadsley A. D.— Amer. Mineral., **35**, 1950.
Watanabe T.— Mineral. Journ., **2**, 1959.
Westerveld J.— Norges. Geol. Undersok., **213**, 1961.
Woodland A. W.— Quart. Journ. Geol. Soc., **XCV**, 1939.
Yun I.— Memoir Coll. Sci. **25**, Univ. Kyoto, 1958.
Zvereff R.— Annal. des Mines, 142e annee **8**, 1953.

Дж. Дорр: Встречаются ли среди железистых формаций Индии формации одного возраста с марганцевыми месторождениями Нагпурского района?

С. Рой: Сингенетические марганцевые залежи Саусар, Аравалли и Кондалит не ассоциируют с железистыми формациями того же возраста. В группе Гангпур сингенетическая марганцевая формация перекрывается железистой формацией. В Сандуре, штат Майсур, железистая формация связана с марганцеворудными телами, но нет абсолютной уверенности, что эти марганцеворудные тела сингенетичны, многие из них скорее явно эпигенетического происхождения.

Ю. П. Мельник: Соответствуют ли температуры фазовых переходов марганцевых минералов (табл. 4 и текст) давлению 1 *бар* или более высоким давлениям при метаморфизме?

С. Рой: Значения температуры, приведенные в табл. 4, взяты из результатов лабораторного изучения фазового равновесия, которое проводилось различными исследователями в воздухе, т. е. эти абсолютные значения будут отличаться от значений при метаморфизме в соответствии с преобладающими fO_2, fCO_2.

Ю. П. Мельник: Какие факторы вызывали восстановление марганцевых минералов (природные восстановители — углерод и др.— или только повышение температуры)?

С. Рой: За исключением группы хондалитов, марганцеворудные тела в Индии не ассоциируют с графитовыми осадками. Поэтому можно предположить, что восстановление осадочных марганцевокислых минералов во время метаморфизма происходило лишь в результате повышения температуры.

И. П. Новохатский: Какие пределы температур образования гаусманита-браунита, а также тефроита-спессартина?

С. Рой: Температура образования гаусманита изменяется в зависимости от природы первоначальных осадков, т. е. в зависимости от того, карбонат это или окисел (табл. 4). В окисных осадках Индии он образуется при довольно высокой температуре в альмандин-амфиболовой фации. Браунит может образовываться при очень низкой температуре, возможно, во время диагенеза или в начале зеленосланцевой фации. Образовавшийся браунит остается стабильным на более высоких ступенях метаморфизма. Спессартин образуется на низкой ступени (в начале зеленосланцевой фации) и сохраняется на высших ступенях в виде гондита. Температура образования тефроита зависит от fO_2 и fCO_2, как указано в статье.

И. П. Новохатский: Каковы, по Вашему мнению, величины давления при процессах метаморфизма?

С. Рой: Значения давления и температуры при образовании рудных залежей определялись по метаморфическим пелитам, находящимся на той же ступени метаморфизма.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

И. Д. ВОРОНА, В. М. КРАВЧЕНКО, В. А. ПЕРВАГО, И. М. ФРУМКИН (СССР)

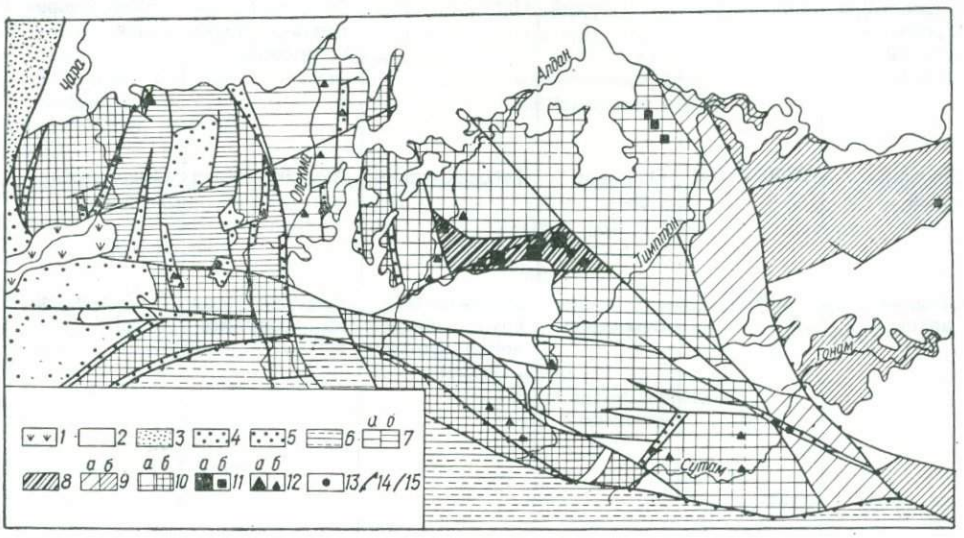
Алданский щит — обнаженный выступ кристаллического фундамента юго-восточной окраины Сибирской платформы — является уникальным объектом для выяснения закономерностей железорудного накопления в докембрийское время. Древние железорудные формации щита представлены тремя генетическими типами: метаморфизованной осадочной железисто-кремнистой (джеспилитовой), метаморфогенной магнезиально-железистой и осадочной оолит-гематитовой (табл. 1). Первые две формации неоднократно повторяются в стратиграфическом разрезе докембрийских образований, однако крупные промышленные масштабы они имеют только в двух сериях: дес-леглиерской (средний архей) и субганской (верхний архей). Третья формация промышленных месторождений не имеет и поэтому не рассматривается.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Докембрий Алданского щита представлен архейскими образованиями, формирующими кристаллический фундамент, и протерозойскими отложениями, слагающими древний чехол платформы. В составе архея выделяют (от древних к молодым): иенгрский, тимптоно-джелтулинский, олекминский и субганский геотектонические комплексы (Фрумкин, 1967, 1970). Архейский возраст их подтверждается данными измерений абсолютного возраста (Геохронология..., 1968): от 2500 млн. лет для мусковитовых пегматитов, секущих субганский комплекс, до 4500 млн. лет для пироксенов из метаморфических пород иенгрского комплекса. Отложения протерозоя представлены удоканским, маймаканским и ингилийским комплексами, имеющими соответ-

ственно ранне-, средне- и позднепротерозойский возраст (Нужнов, Ярмолюк, 1968). Поскольку маймаканский и ингилийский комплексы не имеют какой-либо железорудной минерализации, нами они не рассматриваются.

Иенгрский комплекс слагает центральную часть щита — олекмо-тимптонское междуречье (см. рисунок). Он объединяет стратиграфические разрезы иенгрской и курультинской серий, которые формируют две структурно-фациальные зоны. Граница между зонами проходит по широтному Окурданскому глубинному разлому. К северу от него располагается тектонически относительно устойчивая область иенгрского комплекса, выполненная образованиями иенгрской серии, к югу — область весьма высо-



Геолого-тектоническая схема Чарско-Алданской железорудной провинции (составил И. М. Фрумкин):

1 — кайнозойские отложения в наложенных впадинах; *2* — мезозой-среднепротерозойские отложения платформенного чехла; *3* — протерозойские отложения Байкальской складчатой области; *4* — нижний протерозой, удоканский комплекс в протоплатформенных прогибах; *5* — верхний архей, субганский комплекс в палеоавлакогенах; *6* — верхний архей, становой комплекс во внешней структурно-фациальной зоне; *7* — верхний архей, олекминский комплекс в структурно-фациальных зонах: *а* — внешней, *б* — внутренней; *8* — средний архей, дес-лиглиерская серия в протоавлакогене; *9* — средний архей, тимптоно-джелтулинский комплекс в структурно-фациальных зонах: *а* — внешней, *б* — внутренней; *10* — нижний архей, иенгрский комплекс в структурно-фациальных зонах: *а* — внешней (иенгрская серия), *б* — внутренней (курультинская серия); *месторождения и проявления железных руд: 11* — магнезиально-железистой формации: *а* — крупные месторождения, *б* — мелкие месторождения и проявления; *12* — железисто-кремнистой формации: *а* — потенциально крупные месторождения, *б* — мелкие месторождения и проявления; *13* — проявления осадочной оолит-гематитовой формации; *14* — глубинные разломы — структурные швы; *15* — разломы.

кой тектонической активности этого же комплекса, выполненная толщами курультинской серии. Иенгрская серия мощностью 16—18 *км* сложена продуктами первично хемогенных отложений, возникших вследствие разложения базальтоидов (Фролова, 1951). Подчиненное значение имеют породы вулканогенной (в самом низу) и терригенной (в средней и особенно верхней частях) формаций. В результате регионального метаморфизма они превращены в кварциты, силлиманитовые, кордиеритовые, гранатовые, биотитовые гнейсы, пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты. Проявления железорудной минерализации и мелкие месторождения в иенгрской серии довольно широко распространены по разрезу и представлены образованиями железисто-кремнистой и магнезиально-железистой формаций. Первые из них приурочены к хемогенной и терригенной толщам в нижней (верхнеалданская свита; Сагарское, Телетейское и другие рудопроявления) и верхней (сеймская и нельгюйская свиты; рудопроявления Ягиндя, Гидатское, Сутамо-Даурское) частях разреза серии, вторые — к карбонатным отложениям средней части серии (федоровская свита, Эмельджакское месторождение).

Докембрийские железорудные формации

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Геологический комплекс или серия	Геотектоническая позиция (или природа рудовмещающего комплекса)	Фация регионального метаморфизма	Сопряженная магматическая формация
Нижний протерозой	2000—2400	Удоканский	Протоплатформенные прогибы	Нет	Нет
Нижний протерозой — верхний архей	Более 2500	Субганский	Палеавлакогены	От зеленосланцевой до амфиболитовой	Габбро-диоритовая
Верхний архей	2750—3100	Олекминский	Геосинклиналь	Амфиболитовая	Офиолитовая
Средний архей	2750	Дес-леглиерская серия	Наложенный грабен-синклинорий (протоавлакоген)	Амфиболитовая до гранулитовой	Габбро-диоритовая
Нижний архей	4500 (3800—5400)	Иенгрский	Протогеосинклиналь	Гранулитовая	Офиолитовая

Курультинская серия сложена мощной (около 20 *км*) толщей вулканогенных пород и резко подчиненных им осадочных образований (последние преимущественно сверху). Они представляют собой основные кристаллические сланцы, ортоамфиболиты, глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы, кварциты. Встречаются проявления железорудной минерализации железисто-кремнистой формации (Холодниканское проявление в верхней части разреза серии).

Раннеорогенный магматизм основного и ультраосновного состава широко распространен лишь в южной (Курультинской) структурно-фациальной зоне и представлен метаморфизованными габбро, норитами, пироксенитами и перидотитами. Гранитизация, наоборот, исключительно интенсивно проявлена в северной (Иенгрской) структурно-фациальной зоне.

Иенгрский комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Складчатость его характеризуется развитием более или менее изометричных в плане брахиформных складок при подчиненном значении линейных складок небольшой протяженности. Наиболее простыми по строению и крупными по масштабам являются складки Иенгрской зоны. Структуры Курультинской зоны преимущественно линейные, узкие, с крутыми, иногда запрокинутыми, крыльями.

Таким образом, древнейший на Алданском щите иенгрский комплекс

Таблица 1

Алданского щита

Рудовмещающая формация (генетический тип и состав)	Железорудная формация и месторождения, ее представляющие	Минеральный состав и текстурный тип железных руд	Степень концентрации железа и масштабы месторождений
Терригенная; кварцитовидные песчаники, алевролиты, аргиллиты	Осадочная оолит-гематитовая; Атугейское, Хугдинское	Слоисто-оолито-гематитовые руды	Возможные мелкие месторождения
Терригенно - вулканогенная; кварциты, глиноземистые сланцы, биотитовые и амфиболовые гнейсы, ортоамфиболиты, метапорфириты	Железисто - кремнистая (джеспилитовая); Ималыкское, Нелюкинское	Полосчатые железистые кварциты (магнетитовые, грюнерит-магнетитовые, биотит-магнетитовые и др.)	Крупные месторождения бедных легкообогатимых руд
Вулканогенно-осадочная; биотитовые, амфиболовые гнейсы, сланцы, амфиболиты	Железисто - кремнистая; Олекминское проявление	Линзовидно - полосчатые железистые кварциты (магнетитовые, амфибол-магнетитовые)	Мелкие проявления бедных легкообогатимых руд
Вулканогенно-осадочная; доломитовые мраморы, кальцифиры, основные кристаллосланцы, ортоамфиболиты, метадиабазы; амфиболовые, пироксеновые и др. гнейсы	Магнезиально - железистая, преобразованная метасоматозом; Таежное, Десовское	Массивные полосчато-линзовые магнетитовые руды с форстеритом, диопсидом, скаполитом, серпентином, флогопитом	Крупные месторождения богатых руд
Вулканогенно - хемогенная; кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и основные ортосланцы	Железисто - кремнистая; Ягиндя, Холодниканское	Линзовидно-полосчатые железистые кварциты (амфибол-магнетитовые, пироксен-магнетитовые)	Железорудная минерализация, мелкие месторождения бедных легкообогатимых руд
Осадочная; доломитовые мраморы, кальцифиры, пироксеновые, амфиболовые гнейсы	Магнезиально - железистая, преобразованная метасоматозом; Эмельджакское	Массивные, пятнистые, линзовидно-полосчатые магнетитовые руды с форстеритом, гиперстеном	Мелкие месторождения богатых руд

представляет собой продукт развития первой подвижной области геосинклинального типа (протогеосинклиналь), дифференцированной на структурно-фациальные зоны, подобные мио- и эвгеосинклиналям. В процессе железорудного накопления в этом комплексе не были сформированы крупные промышленные месторождения.

В результате консолидации иенгрского комплекса сформировался первый участок земной коры платформенного типа — протоплатформа.

Тимптоно-джелтулинский комплекс слагает восточную часть щита — Тимптоно-Учурское междуречье (см. рисунок). Со структурным и стратиграфическим несогласием он налегает с востока на иенгрский комплекс. По составу пород и структурным особенностям в этом геосинклинальном комплексе выделяют две структурно-фациальные зоны, разделенные Тыркандинским глубинным разломом (или структурным швом). Внешняя зона, расположенная к западу от этого разлома, является миогеосинклиналью. Она характеризуется резким преобладанием в разрезе терригенного материала (не менее 75%), представленного гранатовыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами и карбонатными породами общей мощностью до 9 *км*. Расположенная к востоку от Тыркандинского разлома, внутренняя зона является эвгеосинклиналью. Она сложена толщей мощностью 15—16 *км*, в которой значительную роль (не менее 50% объема)

играют основные вулканиты, представленные пироксеновыми кристаллическими сланцами. Кроме того, здесь много карбонатных пород, особенно в средней части разреза. Именно к ним (кюриканская свита) приурочено единственное более-менее значительное железорудное проявление магнезиально-железистой формации Тимптоно-Джелтулинской геосинклинали — Маган-Тасское проявление.

Западнее тимптоно-джелтулинского комплекса почти перпендикулярно к его внешней границе (и к Тыркандинскому шву) в пределах Иенгрской протоплатформы в связи с развитием Тимптоно-Джелтулинской геосинклинали возникла первая структура платформенного типа — линейный прогиб, который по аналогии с подобными, более молодыми, структурами может быть назван протоавлакогеном (см. рисунок). На эрозионном срезе щита он представлен Унгра-Тимптонским грабен-синклинорием, простирающимся в широтном направлении на 150 *км* при ширине 20—40 *км*. Прогиб выполнен толщей (мощностью 3—4 *км*) метаморфических пород карбонатно-вулканогенной формации, названной В. В. Курицыным дес-леглиерской серией *. Серия сложена амфиболовыми, биотитовыми, реже гиперстен-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, основными метавулканитами (диабазы), среди которых залегают пласты и линзы карбонатных пород, образующих два стратиграфических горизонта — медведевский и леглиерский — мощностью до 400—500 *м* каждый. Для Унгра-Тимптонского протоавлакогена очень характерно наличие многочисленных пластовых и штокообразных интрузий метагаббро, метагаббро-диоритов, метаперидотитов, метапироксенитов. Породы дес-леглиерской серии прогрессивно метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации (Кицул, Лазебник, 1966), которая на восточном фланге, по мере приближения к тимптоно-джелтулинскому комплексу, сменяется гранулитовой фацией (Маракушев, 1958). Кроме того, породы серии подвергнуты гранитизации и инъекции гранитов, поэтому здесь широко развиты постмагматические магнезиально-метасоматические процессы (скарнирование).

Внутренняя структура протоавлакогена сложная. Здесь выделяют ряд синклинальных складок второго порядка: как узких линейных с крутыми, иногда запрокинутыми крыльями (Леглиерская синклиналь), так и широких пологих (Унгринская синклиналь).

Унгра-Тимптонский протоавлакоген — это важнейший железорудный район Алданского щита. Здесь в карбонатных горизонтах широко проявляются крупные месторождения и рудопроявления магнезиально-железистой формации (Таежное, Десовское и др.).

Олекминский комплекс слагает западную часть Алданского щита, обнажаясь в бассейне Олекмы и Чары. Со структурным и стратиграфическим несогласием он залегает на иенгрском фундаменте. Состав комплекса довольно однообразный. Комплекс представлен толщей мощностью 8—12 *км* биотитовых, роговообманковых гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, смятых в систему линейных субмеридиональных синклиналей и антиклиналей. Породы комплекса метаморфизованы в амфиболитовой фации 2750—3100 млн. лет назад. Они весьма интенсивно гранитизированы. Формирование олекминского комплекса происходило в обстановке слабо дифференцированной архейской геосинклинали, в которой по составу и мощности отложений могут быть выделены структурно-фациальные зоны, разделенные Темулякитским глубинным разломом. Практически интересные железорудные месторождения в этом комплексе неизвестны. Здесь отмечены лишь незначительные проявления железисто-кремнистой формации (Олекминские и другие проявления), представленные тонкими (0,1—1,0 *м*) прослоями железистых кварцитов среди амфиболовых гнейсов.

Субганский комплекс развит на западе и юго-западе Алданского щита (см. рисунок). В геотектоническом отношении он занимает

* Эту толщу до сих пор выделяли как федоровскую свиту иенгрской серии.

промежуточное (переходное) положение между архейским кристаллическим фундаментом и нижнепротерозойским протоплатформенным чехлом. Он формировался на консолидированном фундаменте из олекминского и иенгрского комплексов в условиях линейных шовных прогибов, отнесенных А. М. Лейтесом и другими к палеоавлакогенам (Лейтес и др., 1970). В современной структуре щита субганский комплекс представлен рядом (более десяти) грабен-синклиналей преимущественно меридионального простирания протяженностью до 200 *км*, выходы которых разделены полями иенгрского и олекминского комплексов. Он сложен вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формациями, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболовой фаций. Породы здесь представлены песчаниками, сланцами, карбонатными породами, основными и средними эффузивами, а также биотитовыми, амфиболитовыми, двуслюдяными, гранатовыми и силиманитовыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами. Мощность субганского комплекса в каждом грабене различна — 1—5 *км*. Железистые кварциты (джеспилиты) залегают преимущественно в верхней части разреза, вулканогенные породы — в нижней. Формирование комплекса сопровождалось интенсивным основным вулканизмом не только в эффузивной, но и в интрузивной форме. Здесь в большом количестве встречаются тела метабазитов и метаультрабазитов. Породы комплекса гранитизированы и прорваны нижнепротерозойскими гранитами. С джеспилитами субганского комплекса связан ряд крупных и мелких месторождений железисто-кремнистой формации (Ималыкское, Нелюкинское и др.).

У д о к а н с к и й к о м п л е к с — это первый комплекс осадочного чехла эпиархейской платформы и последний докембрийский комплекс Алданского щита с железорудной минерализацией. Он распространен на южной периферии щита — грабены и прогибы, вложенные по разломам в кристаллический фундамент (Нужнов, Ярмолюк, 1968). Комплекс состоит из разнообразных песчаников, гравелитов, конгломератов, аргиллитов и алевролитов, общая мощность которых 2,5 (Давангро-Хугдинский грабен)— 12 *км* (Удоканский протоплатформенный прогиб). Железорудная минерализация осадочной оолит-гематитовой формации в виде непромышленных проявлений установлена в средней части разреза комплекса, обнажающегося в Давангро-Хугдинском грабене.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТАЯ ФОРМАЦИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ДЕС-ЛЕГЛИЕРСКОЙ СЕРИИ

Месторождения магнетитовых руд этих формаций не известны в докембрийских образованиях других регионов СССР. Бесспорными их аналогами являются архейские скарновые месторождения магнетита Центральной Швеции (Gejer, 1939; Гейер, Магнуссон, 1955). Практически все промышленные месторождения рассматриваемого типа сосредоточены в центральной части Унгра-Тимптонского грабен-синклинория (см. рисунок). За его пределами известны только мелкие месторождения или проявления магнетитовых руд.

Железорудные месторождения размещаются на крыльях, реже в ядрах синклинальных структур второго и более высоких порядков и приурочены к двум продуктивным горизонтам дес-леглиерской серии мощностью 400—500 *м* каждый, разделенных безрудными пачками пород мощностью 500—800 *м* (Пухарев, 1959). В продуктивных горизонтах распространены пласты и линзы доломитовых мраморов и кальцифиров мощностью до 200*м*, диопсидовых пород, амфиболитов, гнейсов различного состава (амфиболовых, пироксеновых, биотитовых, гранатовых, графитовых и т. д.), а также продукты метасоматического замещения этих пород магнезиальными скарнами, среди которых главным образом размещаются залежи магнетитовых руд. В скарнах и скарнированных породах преобладают диопсидовые, серпентинизированные, форстеритовые, диопсид-роговообманковые, флогопит-диопсидовые, диопсид-плагиоклазовые, меньше клиногумитовые,

гиперстеновые, диопсид-скаполитовые и другие разновидности. Редко встречаются известковые скарны гранат-пироксенового и эпидот-роговообманкового состава. В размещении и контактных переходах магнезиальных скарнов и скарнированных пород, развивающихся в основном за счет доломитовых мраморов, в меньшей мере алюмосиликатных пород (основные кристаллосланцы, гнейсы), установлена отчетливая зональность (Шабынин, 1958), свидетельствующая о метасоматическом происхождении этих пород.

Резко преобладающей формой рудных тел является пластообразная или уплощенно-линзовая с согласным залеганием среди вмещающих пород. Протяженность рудных тел по простиранию 270—4200 *м*, мощность 11—140 *м*. Отношение мощности залежей к их длине изменяется от 1 : 50 до 1 : 100, а в наиболее мощных залежах — от 1 : 15 до 1 : 25. Обычно в разрезе месторождений развито несколько параллельных залежей, сопровождающихся пластообразными оторочками магнезиальных скарнов или карбонатных пород. Иногда встречаются и одиночные залежи. Подчиненную роль играют рудные тела изометричных (гнездовых) форм. Для всех залежей характерно слоистое внутреннее строение (Пухарев, 1959).

В периферийных частях мощных залежей нередки секущие жилы и гнезда магнезиально-силикатных руд, а в сложно дислоцированных участках месторождений встречаются даже несогласные залежи. Однако несогласные с рудовмещающей толщей формы залегания рудных тел имеют резко подчиненное значение и играют ничтожную количественную роль. Рудные тела распространяются на глубину свыше 1 *км*.

Среди минералогических типов руд преобладают серпентинизированные форстерит- и диопсид-магнетитовые (более 75%), менее развиты клиногумит-и салит-скаполит-магнетитовые (около 20%); редко встречаются гиперстен-, роговообманко- и салит-полевошпато-магнетитовые разности. Во всех рудах распространены сульфиды (пирротин, реже пирит и халькопирит). Текстура руд массивная, полосчато-линзовая и полосчатая. Нередки пятнистые и вкрапленные текстуры, иногда встречаются реликтовые ритмичные тонкополосчатые разновидности руд. Структуры руд среднезернистые. Преобладающие размеры зерен магнетита главной генерации (не менее 95% его объема) 0,5—2 *мм*. Незначительную роль играют другие генерации магнетита. Часто встречаются коррозионные и цементно-сидеронитовые формы срастаний минералов. Весьма ограничено распространены кавернозные, иногда плотные разновидности мартитовых руд, развитых в зоне окисления месторождения Сивагли.

Главными компонентами руд, кроме окислов железа, являются кремнезем (10—25%), окись кальция (1—6%) и магния (2—14%), глинозем (1,5—5,7%). Соотношение этих окислов свидетельствует о повышенной и высокой основности руд. Среднее содержание железа в богатых разновидностях руд составляет 48—50%, во вкрапленных — 35%, серы — 1,5—2,5%.

Месторождения магнезиально-железистой формации магнетитовых руд разведаны с поверхности и на глубину до 400—1000 *м*. Масштабы месторождений различны: от мелких (25—45 млн. *т*) до крупных (300—1500 млн. *т*). Наиболее крупными являются Таежное, Пионерское и Десовское месторождения, располагающиеся в Легриерской и Дес-Хатыминской синклинальных структурах. Прогнозные запасы этого типа месторождений (Перваго, 1966) — 3 млрд. *т*, в том числе разведанные по промышленным категориям — 983,8 млн. *т*.

В вопросе о генезисе железных руд рассматриваемой формации единого мнения нет. Это объясняется глубоким метаморфизмом и метасоматическим преобразованием руд и рудовмещающих пород. Наиболее популярны две точки зрения: согласно первой, месторождения сформированы в результате хемогенно-осадочной концентрации железа в доломитовых и мергелистых осадках и впоследствии метаморфизованы (Сердюченко, 1960; Перваго, 1966 и др.); согласно второй, образование залежей и рудовмещающих магнезиальных скарнов связано с инфильтрационно-метасоматическим замеще-

нием карбонатных и контактирующих с ними алюмосиликатных пород в процессе гранитизации (Шабынин, 1958). В последние годы установлена пространственная связь железорудных месторождений с комплексом вулканогенных пород доорогенной габбровой формации *. Это позволяет поставить первичную концентрацию железа в зависимости от постмагматической деятельности изверженных пород основного состава. Одновременно необходимо подчеркнуть исключительно большую роль последующих метасоматических преобразований вмещающих пород и нерудной составляющей руд под воздействием синорогенных гранитоидов. Во всяком случае при настоящей степени разработки вопросов генезиса железных руд магнезиально-железистой формации невозможно определить его конкретнее, чем метаморфогенный.

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ОСАДОЧНАЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ СУБГАНСКОЙ СЕРИИ

Месторождения бедных железных руд (железистые кварциты) субганского комплекса этой формации пространственно обособлены от описанных выше месторождений. Они сосредоточены на западной окраине Алданского щита, в ряде узких субмеридиональных разнообразных синклинорных структур (авлакогены), совершенно аналогичных структурам, заключающим докембрийские железисто-кремнистые формации Украинского щита, Воронежской антеклизы и других районов земного шара (см. рисунок). Рудовмещающий субганский комплекс в верхней части разреза содержит пласты железистых кварцитов мощностью 10—40, иногда 100—200 *м*. Они залегают среди биотитовых гнейсов с редкими прослоями пироксен-амфиболовых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Обычно железистые кварциты сосредоточены в одной части разреза, реже они разобщены пластами безрудных пород мощностью до 200 *м*. По составу пород, условиям метаморфизма и другим особенностям разреза субганский комплекс чрезвычайно сходен с ассоциацией пород, сопутствующих железисто-кремнистым формациям ореховской и терсянской серий Орехово-Павлоградского синклинория Украинского щита.

Рудоносные пачки пород, содержащие пласты железистых кварцитов, имеют мощность 300—1000 *м* (возможно, вследствие неоднократного повторения в разрезе складчатости) и протяженность, по данным аэромагнитных наблюдений, 10—40 *км*. Железистые кварциты образуют пласты простого и сложного строения, протяженность их несколько километров (обычно не более 10 *км*). Они характеризуются отчетливой полосчатой, реже плойчатой, текстурой. Полосчатость обусловлена ритмичным переслаиванием рудных (магнетитовых), кварцевых, очень часто силикатных, прослоев мощностью 2—15 *мм*. Иногда текстурный рисунок и внешний вид железистых кварцитов полностью соответствуют таковому из крупнейших месторождений железистых кварцитов других регионов докембрия. Структура пород гранобластовая, нематобластовая, редко порфиробластовая, мелко- и среднезернистая (размеры зерен 0,5—1,5 *мм*).

Главные минералы железистых кварцитов: магнетит, кварц, амфиболы. Реже в этой роли выступают плагиоклаз, гранат, биотит. Крайне редко встречаются моноклинный пироксен, фибролит. Акцессорные минералы: циркон, ортит, сфен. Магнетит обособляется в почти мономинеральных прослоях, частично рассеян в виде мелких включений в зернах кварца. Нередко в приповерхностной зоне магнетит мартитизирован. Амфиболы представлены разновидностями двух рядов: актинолита — ферроактинолита (железистость 40—59%) и купферита-грюнерита (48—74% молекул грюнерита). Обе разновидности встречаются как совместно, так и порознь.

Данные табл. 2 позволяют очень высоко оценить качество железистых кварцитов как бедных, чрезвычайно легкообогатимых руд.

* Сообщение Г. Н. Киселева и А. Р. Энтина.

Наряду с железистыми кварцитами обнаружены редкие проявления богатых метаморфических магнетитовых руд, в которых содержание железа достигает 64%.

Месторождения железных руд железисто-кремнистой формации субганского комплекса изучены слабо и, за редким исключением, совершенно не разведаны. По данным поисково-съемочных работ, проведенных Е. П. Миронюком, запасы железных руд в отдельных месторождениях составляют 120—350 млн. *т*. (Тарынахское, Торское, Ималыкское, Сулуматское, Нелюкинское и др.). По результатам аэромагнитных съемок, прогнозные

Таблица 2

Химический состав железистых кварцитов субганского комплекса, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	47,96	44,62	43,28	48,4	5,21
TiO_2	0,2	0,27	0,22	0,13	0,14
Al_2O_3	2,03	2,06	0,08	0,21	1,94
Fe_2O_3	35,72	24,63	36,14	49,14	60,55
FeO	9,71	21,78	16,54	0,79	29,66
MnO	0,08	0,40	0,04	0,03	0,07
MgO	2,68	2,72	1,33	0,015	1,34
CaO	1,31	1,0	0,62	0,03	0,35
Na_2O	0,1	0,05	0,13	0,29	0,29
K_2O	0,08	0,13	Следы	Следы	
P_2O_5	0,13	—	0,14	0,045	0,103
S	0,04	—	0,02	—	0,005
П.п.п.	Не опр.	2,01	1,84	0,82	0,85
Сумма	100,04	99,67	100,38	99,8	100,50
H_2O^+	—	Не опр.	0,09	0,13	—
$Fe_{общ}$	32,76	34,66	38,15	40,62	64,14
$Fe_{раст}$	26,3	29,5	37,0	34,6	—

Примечание: 1 — роговообманко-грюнерит-магнетитовый железистый кварцит (Чарское месторождение); 2 — грюнерит-магнетитовый железистый кварцит (Чарское месторождение); 3 — магнетитовый железистый кварцит (Тарынахское месторождение); 4 — мартитовый железистый кварцит (Тарынахское месторождение); 5 — богатая руда кварц-роговообманко-магнетитовая тонкополосчатая (Олекминское рудопроявление).

запасы железных руд субганского комплекса (до глубины 500 *м*) составляют не менее 5—7 млрд. *т*.

Геологические особенности месторождений железистых кварцитов, а также несомненная аналогия их месторождениям железисто-кремнистых формаций других районов докембрия земного шара дает основание совершенно определенно отнести их по генезису к осадочным метаморфизованным образованиям.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО НАКОПЛЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В пределах центральной и западной частей Алданского щита установлена докембрийская Чарско-Алданская железорудная провинция. Прогнозные запасы железных руд провинции составляют 8—10 млрд. *т*. Промышленные месторождения связаны с двумя архейскими формациями: метаморфогенной магнезиально-железистой и метаморфизованной осадочной железисто-кремнистой. Районы распространения формаций разобщены и образуют две железорудные субпровинции: Алданскую и Чарскую (Кравченко, Ворона, 1968).

Обе железорудные формации неоднократно повторяются в стратиграфическом разрезе докембрийских образований, что особенно характерно для железисто-кремнистой формации. При этом крупных (промышленных)

масштабов каждая формация достигает только на одном стратиграфическом уровне (средний и верхний архей).

Отчетливо выражен процесс нарастания интенсивности железорудного накопления от более древних к молодым архейским образованиям. Этот процесс достигает апогея на рубеже архея и протерозоя, после чего его интенсивность резко снижается.

В образовании и размещении промышленных железорудных формаций решающую роль сыграли линейно ориентированные синклинорные структуры типа авлакогенов, развившихся на архейских протоплатформах. В структурах геосинклинального типа железорудные формации хотя и проявляются, но не достигают промышленных масштабов.

Выявлена тесная пространственная связь обеих железорудных формаций с архейскими доорогенными формациями основных магматических пород, что позволяет наметить генетическую связь между ними при решении вопроса о первичной концентрации железа в железных рудах.

Названные закономерности не специфичны для Алданского щита. Почти все они характерны и для других районов распространения докембрийских железорудных формаций. Их можно использовать в практике прогнозирования и поисков железорудных месторождений, аналогичных Чарско-Алданским.

ЛИТЕРАТУРА

Гейер П., Магнуссон М.— В кн.: Железорудные месторождения мира, 2 ИЛ, 1955.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. «Наука», Л., 1968.

Кицул В. И., Лазебник К. А.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. «Наука», М., 1966.

Кравченко В. М., Ворона И. Д.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 18. Якут. книжн. изд-во, 1968.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С.— ДАН СССР, 1970, **191**, 6.

Маракушев А. А.— Труды ДВФ АН СССР, сер. геол. **5**, Магадан, 1958.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А.— Сов. геология, 1968, **5**.

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

Пухарев А. И.— Геология рудных месторождений, 1959, 1.

Сердюченко Д. П. и др. Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Фролова Н. В.— Труды Иркутского гос. ун-та, **5**, сер. геол., вып. 2. Госгеолиздат, М., 1951.

Фрумкин И. М.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», М., 1967.

Фрумкин И. М.— В кн.: Тектоника Сибири, **3**, «Наука», М., 1970.

Шабынин Л. И.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, 1.

Gejer P. The paragenesis of ludwigite in Swedish iron ores. — Geol. fören. i Stockholm förhandl, 1939, 416, 61.

А. М. Гудвин: Каким радиометрическим способом определялся абсолютный возраст архейских пород?

И. М. Фрумкин: В основном калий-аргоновым методом, по амфиболам, слюдам и пироксенам, в значительно меньшей мере — ураново-свинцовым методом.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА

В. М. ЩЕРБАК, А. С. КРЮКОВ, З. Т. ТИЛЕПОВ

(СССР)

На территории Казахстана железистые и железо-марганцевые формации распространены во многих геологических провинциях. Помимо широко известных нижнепротерозойских железистых кварцитов Карсакпая — Каратау и фаменских железо-марганцевых кремнисто-карбонатных формаций

Атасуйского района в последние годы здесь выделены формации железистых и железо-марганцевых пород, а также рудные месторождения различных эпох в Бетпак-Дале, Успенском синклинории, Чингизском антиклинории, на Алтае и в Тургае. Рассмотрим некоторые вопросы формирования и метаморфизма формаций и месторождений данного типа, малоизвестных в литературе (рис. 1).

В бетпак-далинской части Казахстана в пределах Чуйского антиклинория геологи выделяют докембрийские железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевые и железисто-кремнисто-сланцевые формации, претерпевшие

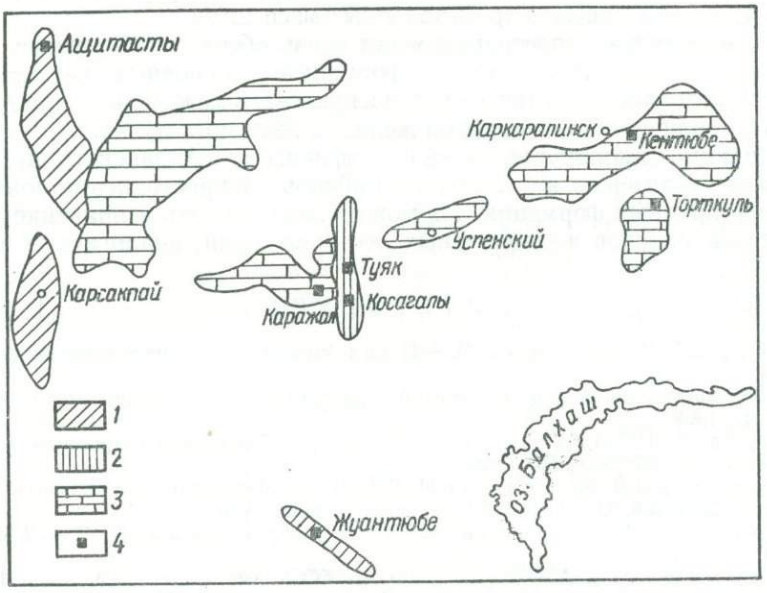


Рис. 1. Области развития железистых и железо-марганцевых формаций в Казахстане:

1 — железисто-кремнистые формации докембрия; *2* — железисто-кремнистые формации нижнего палеозоя; *3* — кремнисто-карбонатные железо-марганцевые формации среднего палеозоя (фамена); *4* — железорудные месторождения.

различные ступени метаморфизма. В строении антиклинория принимают участие образования протерозоя, кембрия, ордовика, девона, карбона, мела и палеогена. Отложения протерозоя, заключающие железистые формации, представлены порфироидами, сланцами и железистыми кварцитами. Они наблюдаются в виде полосы северо-западного простирания на протяжении 5 *км* при ширине около 15 *км*. Кембрийские образования сложены песчаниками, метаморфическими сланцами, известняками, яшмокварцитами и порфиритами. Отложения ордовика представлены аркозовыми и слюдистыми песчаниками, плитчатыми кремнями; девона — эффузивами кислого состава; карбона — песчаниками, известняками и конгломератами. В северо-восточной части антиклинория имеются интрузии основного и ультраосновного состава верхнеордовикского или кембрийского возраста. Все эти породы на большей части района перекрываются рыхлыми осадками мезозоя и кайнозоя.

Формация первого типа (железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая) развита в образованиях протерозоя в северо-западной части антиклинория. С ней связано недавно открытое крупное месторождение Жуантюбе (Гвардейское), где наиболее полно изучен разрез формации. В основании изученной части толщи залегают порфироиды серого и светло-серого цвета с прослоями зеленых кварц-хлоритовых сланцев. Выше залегает пачка железистых кварцитов мощностью до 50 *м* с линзами порфироидов, а также зеленых и серых кварц-серицитовых сланцев. Далее идут серые порфиро-

иды мощностью до 20 *м* с прослоями зеленых сланцев и линзами железистых кварцитов и затем снова железистые кварциты черно-бурого цвета мощностью до 55 *м* с линзами порфироидов. Разрез оканчивается желтовато-бурыми порфироидами (3—13 *м*), белыми массивными кварцитами (35—40 *м*) и серыми кварцево-слюдистыми сланцами (до 50 *м*). Общая мощность протерозойских рудоносных отложений приблизительно равна 700—750 *м*.

На месторождении Жуантюбе обнаружено более 20 рудных тел пластовой формы мощностью 5—50 *м* и длиной 50—3500 *м*. Выходы аналогичных руд фиксируются на продолжении рудоносной толщи по обеим сторонам месторождения в полосе длиной 50 *км* и шириной до 5 *км*.

Руды месторождения представлены тонкополосчатыми железистыми кварцитами, в которых гематитовые слойки толщиной 0,1 — 3,0 *мм* чередуются с кварцево-гематитовыми. Почти всегда в рудах есть магнетит (10—20%) и мартит. Гематит имеет форму лейст размером 0,01 × × 0,05 *мм* и табличек размером 0,003×0,008 *мм*, образующих густую сетку или звездчатые обособления. Магнетит разбросан в гематитовой массе в виде порфиробластовых выделений часто октаэдрического облика размером 0,01—0,5 *мм*. Кварц в рудах имеет форму изометричных зерен размером 0,007—0,01 *мм*. В небольших количествах в рудах отмечен стильпномелан в виде табличек размером 0,002 × 0,03 *мм*. Часто наблюдаются кварцевые прожилки мощностью 0,04—0,1 *мм*.

Тесная ассоциация железистых кварцитов с вулканитами, а также характер минерализации и состав руд сближают рассматриваемую формацию с железисто-кремнистой формацией карсакпайского типа, которую многие исследователи называют образцом вулканогенно-седиментационного типа железистых кварцитов (см. таблицу).

Рудовмещающая толща месторождения Жуантюбе смята в узкие складки с углами падения крыльев 65 — 85° (рис. 2). Часто наблюдается гофрировка слоев. В железистых кварцитах распространены будины безрудных и слабожелезистых кварцитов с сечением до 0,5 *м*, что свидетельствует об интенсивной динамической переработке толщи. Однако региональный метаморфизм железистых пород в этой части антиклинория, судя по хлоритизации, серицитизации, наличию стильпномелана, незначительной перекристаллизации тонкозернистого гематита и перехода его в магнетит, а также по сохранению микрослоистости кварцево-гематитовых руд, достиг лишь фации зеленых сланцев.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация распространена в протерозойских отложениях в средней и юго-западной частях Чуйского антикли-

Химический состав железистых кварцитов месторождения Жуантюбе, %

Номер пробы	$Fe_{общ}$	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O-	П.п.п.	Сумма
1	56,45	16,45	0,85	80,28	0,36	—	0,27	—	0,10	0,10	0,36	0,01	0,03	0,57	99,38
2	49,75	27,45	—	69,29	1,65	—	0,14	—	0,10	0,10	0,28	—	0,03	0,62	99,68
3	59,24	14,65	0,25	81,85	1,22	—	0,17	—	0,10	0,20	0,45	0,14	0,01	0,54	99,48
4	39,75	39,07	1,63	56,52	0,83	0,02	0,04	0,75	0,20	0,20	—	0,39	—	—	100,24
5	23,32	65,70	0,95	32,34	0,88	0,04	0,07	0,30	0,10	0,20	—	0,01	—	—	100,71
6	46,22	29,73	0,97	67,14	0,83	0,08	0,04	0,25	0,10	0,20	—	0,01	—	—	99,34
7	37,95	43,73	1,47	54,21	1,39	0,04	0,11	0,20	0,10	0,20	—	0,06	—	—	101,33

нория. В состав формации входят эпидотовые, биотит-хлорит-кварцевые и амфиболовые сланцы, железистые кварциты, доломитизированные и мраморизованные известняки. К ней приурочена темирская группа кварц-гематит-магнетитовых рудопроявлений. Данная формация отличается от предыдущей тем, что в ней нет порфироидов и меньше содержится железа. В общем же она сходна с формацией района месторождения Жуантюбе. По-видимому, формирование ее проходило вдали от вулканических аппаратов. Широкое распространение в толще кварц-хлорит-эпидотовых, кварц-биотит-эпидотовых и амфиболовых сланцев, а также переход тонкозернистых кварц-гема-

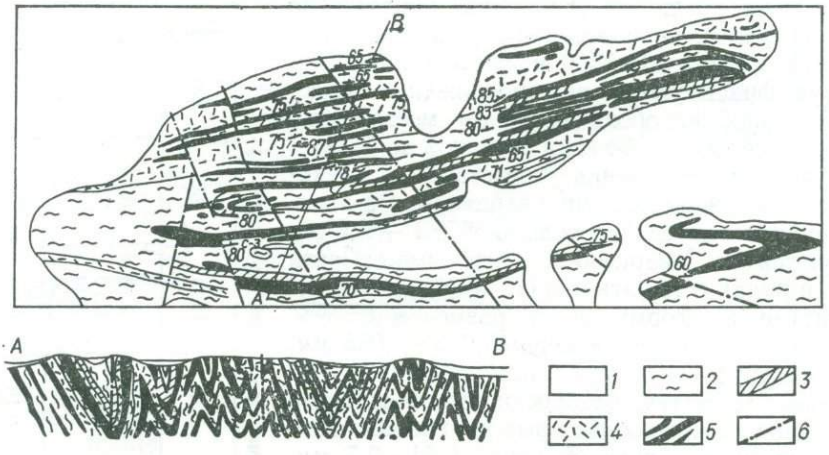


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Жуантюбе и разрез по линии *A—B*:

1 — рыхлые отложения мезозоя и кайнозоя; *2* — кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы; *3* — безрудные кварциты; *4* — порфироиды; *5* — железистые кварциты; *6* — разрывные нарушения.

титовых руд в средне- и крупнозернистые кварц-гематит-магнетитовые руды дает основание относить данную формацию к амфиболитовой фации.

В южной части антиклинория среди протерозойских образований развиты микроклиновые и биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, кварц-андалузитовые сланцы и маложелезистые магнетитовые кварциты. Эта формация по своему составу близка к предыдущей (железисто-кремнисто-сланцевой). По степени метаморфизма ее можно отнести к гранулитовой фации.

Таким образом, протерозойские железисто-кремнистые формации Чуйского антиклинория по аналогии с формацией Карсакпайского пояса можно отнести к вулканогенно-седиментационному типу. По степени метаморфизма в них выделяют зеленосланцевую, амфиболитовую и гранулитовую фации.

В северо-восточной части Бетпак-Далы вдоль восточного крыла Жаилминской синклинали на протяжении 50 *км* обнажается толща ордовикских отложений, представленных конгломератами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, хлорит-серицит-кремнистыми сланцами, кварцитами и порфиритами. В восточной части они прорваны крупными верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями. Верхняя часть толщи, известная под названием косагалынской свиты, заключает выдержанный горизонт кварцитов и яшмокварцитов мощностью около 300 *м* с пластами и линзами железных и железо-марганцевых руд, образующих туяк-косагалынскую группу месторождений. Руды перемежаются с кварцитами, яшмокварцитами и амфибол-эпидот-хлоритовыми сланцами, на юге — с андезитовыми и базальтовыми порфиритами. Руды имеют ритмически-тонкослоистое сложение и гематит-магнетитовый состав. В районе Косагалы они содержат до 13% марганца. Наличие вулканитов и яшм в рудоносном кремнистом горизонте

дает основание относить данную формацию (железисто-кремнисто-вулканогенную) к вулканогенно-осадочному типу.

Породы косагалынской свиты сильно рассланцованы. По сланцам, песчаникам и вулканитам интенсивно развит хлорит, актинолит, эпидот, серицит и кальцит. Пелитовая составляющая сланцев и песчаников повсеместно перекристаллизована. В кварц-магнетит-гематитовых рудах отмечается слабая перекристаллизация и увеличение размера зерен магнетита на один порядок. Все это свидетельствует о низкой ступени регионального метаморфизма рудовмещающей толщи — до фации зеленых сланцев и, возможно, начальной стадии амфиболитовой фации.

На контактах с верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями рудовмещающая толща ороговикована, а на некотором удалении от интрузивов вдоль зон дробления и трещиноватости ру́ды и вмещающие породы метасоматически изменены. При контактовом метаморфизме происходила дальнейшая перекристаллизация руд, а в результате локально проявившихся метасоматических явлений на месте яшмокварцитов, вулканитов и сланцев возникли эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты, иногда с небольшим количеством пироксена и граната и массивные магнетитовые руды с реликтами яшмокварцитов, вулканитов, сланцев и тонкослоистых магнетит-гематитовых руд. Железо при этом переотлагалось из нижних частей крутопадающих пластов в верхние. Метасоматические процессы способствовали формированию магнетитовых залежей, в 5—10 раз превосходящих по мощности пласты первично-осадочных магнетит-гематитовых руд.

Железо-марганцевые кремнисто-карбонатно-вулканогенные формации фамена широко развиты в наложенных мульдах Успенского синклинория и Чингизского антиклинория. На примере атасуйских железо-марганцевых месторождений вулканогенно-седиментационный генезис этих формаций в настоящее время доказан многими исследователями (Новохатский, 1967; Формозова, 1968; Соколова, 1968; и др.).

Помимо атасуйских месторождений этого типа, метаморфизм вмещающих пород которых едва достиг ступени зеленых сланцев, в указанных мульдах известны вулканогенно-осадочные железорудные месторождения с высокой степенью метаморфизма, преимущественно контактового и контактово-метасоматического, и значительной дифференциацией рудного вещества. В последнее время некоторые исследователи считают, что магнетитовые руды и сопровождающие их скарны на месторождении Кеньтюбе возникли в результате метасоматической переработки вулканогенно-осадочных железистых пород фамена на контакте с комплексом верхнепалеозойских интрузий. Железорудные месторождения Торткуль в Восточно-Каркаралинском рудном районе являются примерами образований интенсивной метаморфической дифференциации при локальных метасоматических явлениях.

В строении месторождения Торткуль принимают участие песчаники, алевролиты, известняки, андезитовые порфириты и туфы фамена. В средней части этой толщи залегает горизонт яшмоидов и карбонатно-кремнистых туффитов с магнетит-гематитовой минерализацией. На фаменские образования согласно налегают конгломераты и аркозовые песчаники турне. Все эти отложения образуют брахисинклиналь субмеридионального простирания, срезанную на северо-западе верхнепалеозойским интрузивом габбро-диоритов и гранодиоритов. В юго-восточной части брахисинклинали в карбонатно-кремнистых туффитах и яшмоидах на протяжении 1,4 *км* залегают пласты и линзы тонкослоистых магнетит-гематитовых руд длиной 50—400 *м* и мощностью 5—30 *м* (участок Торткуль *I*, рис. 3). Руды имеют ритмичнослоистое сложение. Тонкие (0,5—3,0 *мм*) слойки гематитового и магнетит-гематитового состава с карбонатно-кремнисто-алевролитовым материалом чередуются с еще более тонкими слойками карбонатно-кремнистых туффитов и алевролитов. По нерудной массе местами развит серицит и хлорит. Гематит резко преобладает в виде зерен размером 0,005—0,10 *мм* или микрочешуек. Магнетит содержится в подчиненном количестве в форме

изометричных зерен размером 0,1—0,5 *мм*. В верхней части рудоносного горизонта в отдельных слойках доминирует пирит и увеличивается количество магнетита. В наиболее богатых рудах этого типа среднее содержание железа достигает 50, серы — 1,2, фосфора — 0,02%. Кроме того, по данным

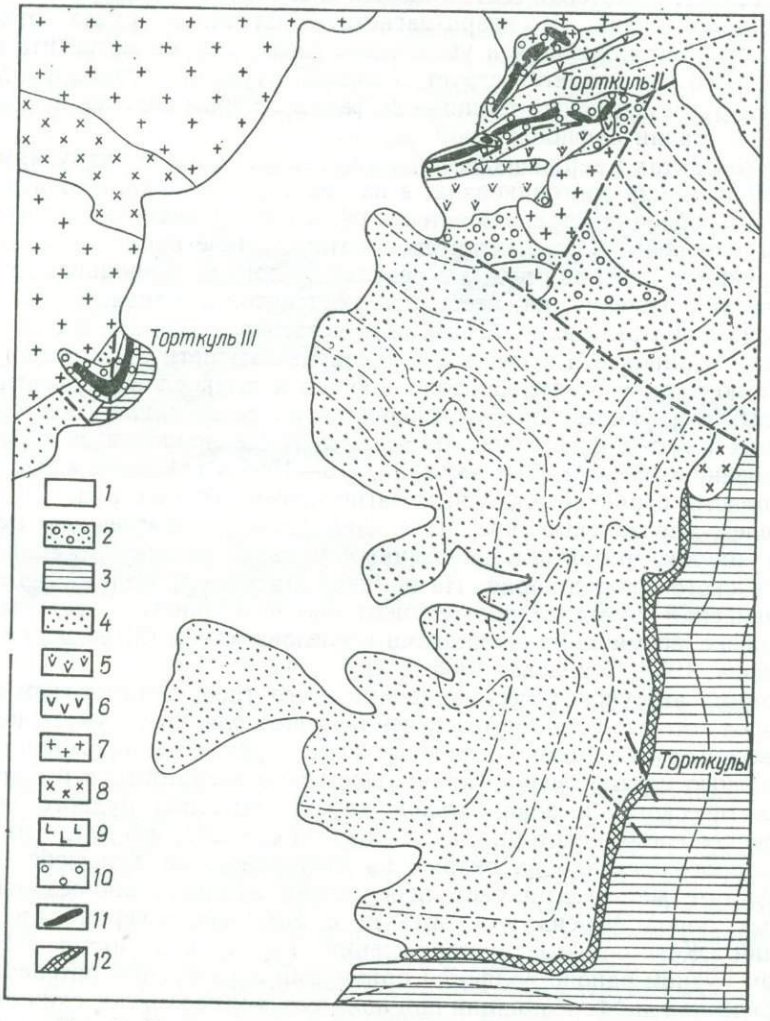


Рис. 3. Геолого-структурная схема месторождения Торткуль:

1 — современные отложения; *2* — туфогенные конгломераты, аркозовые песчаники (C_1t); *3* — туффиты, кремнистые алевролиты, туфогенные песчаники, известняки (D_3fm_2); *4* — песчаники, алевролиты, алевропелиты, известняки (D_3fm_1); *5* — порфириты и их туфы (D_3fm_1); *6* — диоритовые порфириты; *7* — гранодиориты; *8* — диориты; *9* — габбро-диориты; *10* — скарнированные породы; *11* — магнетито-мартитовые руды; *12* — гематито-магнетитовые руды.

спектрального анализа 15 проб, они содержат (в %): титан — 0,01 — 0,02; ванадий — 0,001; марганец — 0,1—0,5; свинец — 0,001; медь — 0,001—0,003; галлий — 0,001 —0,005; барий — 0,03—0,05.

Судя по морфологии залежи, составу и текстуре руд, а также по их тесной ассоциации с яшмоидами и вулканитами, тонкослоистые магнетит-гематитовые образования имеют, как и атесуйские месторождения, вулканогенно-осадочное происхождение.

В северной и западной частях брахисинклинали также имеются стратиформные рудные залежи, связанные с карбонатно-кремнисто-вулканогенными образованиями (рудные участки Торткуль *II* и *III*, рис. 3). Однако есть рудные тела иных форм: секущие жилы, штокверки и др. Преимущест-

венно магнетитовые руды ассоциируют с пироксен-гранатовыми скарнами и альбитизированными породами, возникшими в результате метасоматических явлений в зоне контакта верхнепалеозойской интрузии.

Пластовая форма скарново-магнетитовых залежей, согласных с фаменскими отложениями, обусловлена наличием горизонта карбонатно-кремнисто-железистых образований. Литологическая и механическая неоднородность последних предопределила формирование межслоевых срывов и зон трещиноватости, по которым свободно циркулировали высокотемпературные растворы, вызвавшие метаморфизм первичных пород и руд, а также переотложение железа внутри горизонта. Карбонатно-кремнисто-железистые отложения фамена являлись также источником компонентов при формировании скарнов и магнетитовых штокверков, локализованных в секущих зонах трещиноватости как в седиментационных, так и в интрузивных породах.

В скарново-магнетитовых пластовых залежах довольно часто встречаются реликты тонкослоистых гематит-магнетитовых руд. Иногда наблюдаются брекчии, обломки которых представлены тонкослоистыми гематит-магнетитовыми рудами, а цемент — скарнами или метасоматическим магнетитом.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что магнетитовые руды участков Торткуль *II* и *III*, связанные с горизонтом карбонатно-кремнисто-железистых образований, являются регенерированными аналогами первично-осадочных (вулканогенно-осадочных) магнетит-гематитовых руд участка Торткуль *I*. На контакте с интрузивом произошло ороговикование вмещающей толщи и перекристаллизации руд. Затем метасоматический метаморфизм обусловил альбитизацию и скарнирование интрузивных и вмещающих пород, а также дальнейшую перекристаллизацию и переотложение руд. Причем перемещение рудного вещества происходило как внутри карбонатно-кремнисто-железистого горизонта с образованием более богатых магнетитовых залежей, так и за его пределы в породы эндо-и экзоконтактовых зон, где формировались скарны, а также прожилково-вкрапленные и брекчиевидные магнетитовые руды.

Рассмотренные примеры и широко известные данные по другим провинциям и месторождениям показывают, что в пределах Казахстана в докембрии, в нижнем и среднем палеозое образовались седиментационные, преимущественно вулканогенные, железистые и железо-марганцевые формации. Последние прошли различные, главным образом незначительные, ступени регионального метаморфизма. Наиболее интенсивная метаморфическая дифференциация рудного вещества была при локальных метасоматических явлениях, в результате которых за счет бедных седиментационных, преимущественно гематитовых, концентраций возникли компактные залежи богатых и легкообогатимых магнетитовых руд (месторождения Косагалы, Туяк, Торткуль, Кеньтюбе и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А., Тилепов З. Т., Щербак В. М.— В кн.: Геология и металлогения Казахстана. «Наука», Алма-Ата, 1971.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, 2. «Наука», Алма-Ата, 1967.

Калинин В. В. Железо-марганцевые руды месторождения Каражал. «Наука», М., 1965.

Калугин А. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Изд-во АН СССР, М., 1959.

Каюпова М. М.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1960, 2.

Крюков А. С., Беркалиев Н. А., Новохатский И. П.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1970, 2.

Маркова Н. Г.— Труды ГИН АН СССР, 1961, 62.

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, 2. «Наука», М., 1968.

Секция IV

Генезис высокотемпературных вторичных железных и марганцевых руд докембрийских формаций, метасоматические процессы и процессы окисления этих руд

ГЕНЕЗИС БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОРОЖСКОГО ТИПА

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ
(СССР)

Докембрийские месторождения богатых железных руд располагаются среди тонкополосчатых железисто-кремнистых пород, известных на континентах мира под различными названиями: полосчатые гематитовые кварциты, роговики и джеспилиты, итабириты, таконитыы, яшмовидные пласты, железистые кварциты и т. д.

Железистые породы состоят из железорудных минералов (магнетита, мартита и гематита), кварца, карбонатов, различных силикатов (хлорита, серицита, биотита, пироксена и амфибола) и в меньшей степени — полевого шпата, талька и мусковита. Породы, сложенные этими минералами, геологи подразделяют на две группы: 1) сланцы и 2) железистые роговики и джеспилиты (итабириты, таконитыы, кварциты и т. д.).

Сланцы по химическому и минеральному составу подразделяют на две главные разновидности: *алюмосиликатные*, состоящие из серицита, кварца, мусковита и биотита, и *железисто-алюмосиликатные*, сложенные магнетитом, хлоритом, биотитом, куммингтонитом и кварцем.

Железистые роговики сложены двумя типами прослоев: рудными, состоящими из магнетита, мартита или гематита с подчиненным количеством кварца, карбоната и железистых силикатов, и безрудными, сложенными кварцем, железистыми силикатами и карбонатами. Мощность прослоев меняется от 0,1 до 15 *мм*. В зависимости от сочетания в породе прослоев различного состава выделяют: железисто-кварцевые, железисто-кварцево-силикатные, железисто-карбонатно-кварцевые и кварцево-силикатные роговики.

Джеспилиты характеризуются тонкой полосчатостью, образованной рудным и кварцевыми прослоями при почти полном отсутствии других минералов (карбонатов и силикатов).

Пласты железистых роговиков и джеспилитов мощностью от нескольких до 250—600 *м*, чередуясь со сланцевыми пластами, составляют железорудные свиты. Мощность железорудных свит изменяется от 200—300 до 2000 *м*. Иногда свиты сложены эффузивными породами, представленными пластами амфиболитов, тальково-карбонатных и тальково-серпентиновых пород.

Большинство авторов считает, что породы железорудной формации образовались осадочно-метаморфическим путем. Расхождение во взглядах на образование этих пород заключается в том, что различные авторы неодинаково понимают роль процессов седиментации и вулканизма в создании первичного состава свит и последующий метаморфизм.

Криворожский железорудный бассейн расположен в центральной части Украинского щита. Он вытянут в субмеридиональном направлении с юга на север щита вдоль границы верхнеархейских пород на востоке и нижнепротерозойских, широко развитых на западе. В геолого-структурном отношении бассейн представляет собой глубокую, относительно узкую синклинорную зону, развившуюся из краевого прогиба нижнепротерозойской геосинклинали. Породы, слагающие бассейн, образуют криворожскую серию, которую подразделяют на три свиты: *нижнюю* — аркозовые песчаники, конгломераты и филлиты; *среднюю* — состоящую из семи пластов железистых роговиков и джеспилитов, чередующихся с пластами различных сланцев; *верхнюю* — сложенную кварцитами, песчаниками и разнообразными сланцами. Все породы подверглись региональному динамотермальному метаморфизму зеленосланцевой и амфиболитовой ступеней.

Железорудные месторождения в большинстве случаев размещаются среди джеспилитов и железистых роговиков средней свиты. Они представлены рудными пластами, мощными шарнирными залежами, рудными столбами и гнездами. Рудные залежи приурочены к складчатым или складчато-разрывным структурам, где они концентрируются группами или узлами, составляющими рудные месторождения.

Все месторождения бассейна, в свою очередь, образуют три рудных поля или рудных района, характеризующихся общими геолого-структурными условиями, минеральным составом и генетическими особенностями руд. В Криворожском бассейне выделяют Южное Саксаганское (Центральное) и Северное рудные поля, или рудные районы.

Южное рудное поле располагается в южной части бассейна и характеризуется преимущественным развитием пластовых и линзовидных залежей железнослюдково-магнетитовых и хлорито-магнетитовых руд, приуроченных к верхней части железорудной свиты и нижней подсвите верхней свиты криворожской серии пород.

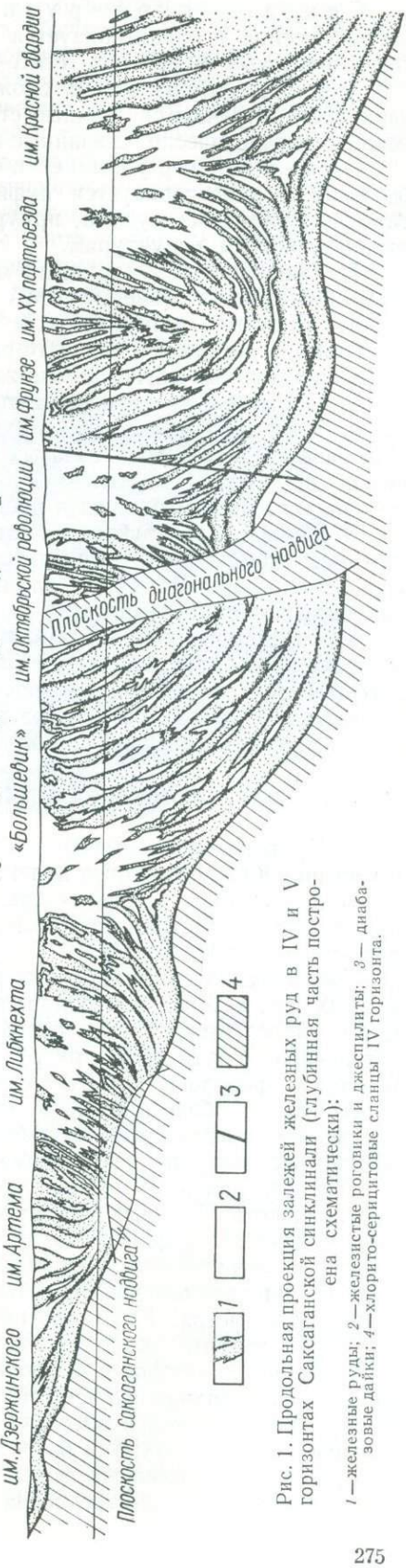


Рис. 1. Продольная проекция залежей железных руд в IV и V горизонтах Саксаганской синклинали (глубинная часть построена схематически):
1 — железные руды; *2* — железистые роговики и джеспилиты; *3* — диабазовые дайки; *4* — хлорито-серицитовые сланцы IV горизонта.

Саксаганское рудное поле располагается в центральной части бассейна и характеризуется широким развитием плотных и пористых мартитовых и рыхлых гетито-гематито-мартитовых и гетито-гематитовых руд, образующих весьма сложные по форме залежи, среди которых чаще всего встречаются рудные столбы, штокообразные и пластовые залежи, морфологически связанные с мощной шарнирной залежью (рис. 1).

Северное рудное поле располагается в северной части бассейна и характеризуется амфиболо-магнетитовыми и гематито-магнетитовыми плотными рудами, приуроченными к сложноскладчатым и разрывно-блоковым структурам.

На мировых железорудных месторождениях докембрия, а также в Криворожском бассейне и КМА встречены богатые руды трех типов.

1. Плотные магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды, расположенные в участках складчато-разрывных структур среди пород, значительно измененных магнезиально-железистым и железистым метасоматозом.

2. Плотные магнетито-гематитовые, мартито-гематитовые и пористые мартитовые руды, образующие рудные столбы и пластообразные залежи. Они развиты в сложноскладчатых участках железистых пород. Магнетитовые руды сменяют мартитовые пористые и плотные руды на небольших или значительных глубинах в пределах одной залежи или месторождения.

3. Рыхлые, или мягкие, гидратные руды, представленные гетито-гематито-мартитовыми, гетито-гематитовыми разновидностями. Они преимущественно распространены в пределах площадной коры выветривания или узких глубинных зон окисления.

Руды второго типа составляют основную массу всех железорудных месторождений докембрия, развитых на всех континентах мира. Руды первого типа, как и третьего, распространены ограниченно и имеют местное значение, хотя в отдельных месторождениях они главные, а иногда и единственные (Аньшань, Северный район Криворожского бассейна и др.).

МАГНЕТИТОВЫЕ И СИЛИКАТНО-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

В Криворожском бассейне эти руды образуют месторождения Северного и частично Южного рудных полей, где размещаются среди амфиболо-магнетитовых роговиков и сланцев средней свиты криворожской серии. Залежи приурочены к участкам метасоматического преобразования пород до магнетито-амфиболового состава.

Метасоматический характер рудообразования определил морфологию рудных тел, которая контролируется двумя факторами: а) степенью тектонической подготовленности пород (складчатые и разрывные деформации), обеспечившей пути движения рудообразующих растворов и б) распространением амфиболовых, магнетито-амфиболовых сланцев и джеспилитов, литологически благоприятных для метасоматоза. Рудные тела залегают согласно с вмещающими метаморфическими породами и ограничиваются зонами распространения метасоматически измененных пород.

По минеральному составу руд здесь можно выделить четыре основные разновидности: 1) амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые, 2) кварцево-амфиболо-магнетитовые (местами с гематитом), 3) эгирино-амфиболо-магнетитовые и 4) карбонатно-магнетито-гематитовые. Все руды относительно равномернозернистые — с размером зерен не более десятых долей миллиметра. Руды плотные, со средней пористостью 3—4%.

Формирование метасоматических железорудных залежей во времени и пространстве связано с заключительными стадиями складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами были зоны межпластового послойного скольжения, расслоения, кливажа, зоны повышенной трещиноватости и смятия, образующиеся преимущественно на крыльях крупных складчатых структур.

В связи с этим руды размещаются согласно напластованию пород, участвуют в сложении мелких складчастых форм и обычно не имеют резких границ с вмещающими породами. Движение поровых растворов по ослабленным зонам вызывало растворение и переотложение вещества с накоплением в благоприятных структурах промышленных концентраций железа.

Основным рудообразующим процессом, приводящим к формированию железных руд, является магнезиально-железистый метасоматоз; последующие стадии метасоматоза — щелочной, магнит-кальциево-углекислый и силициевый (окварцевание) — вызывали усложнение вещественного состава руд, ухудшение их качества в связи с растворением и выносом железа.

В рудообразующем метасоматическом процессе выделяют два этапа: собственно магнезиально-железистый и железорудный метасоматоз.

Собственно магнезиально-железистый метасоматоз — наиболее широко развитый процесс в породах различного лито-

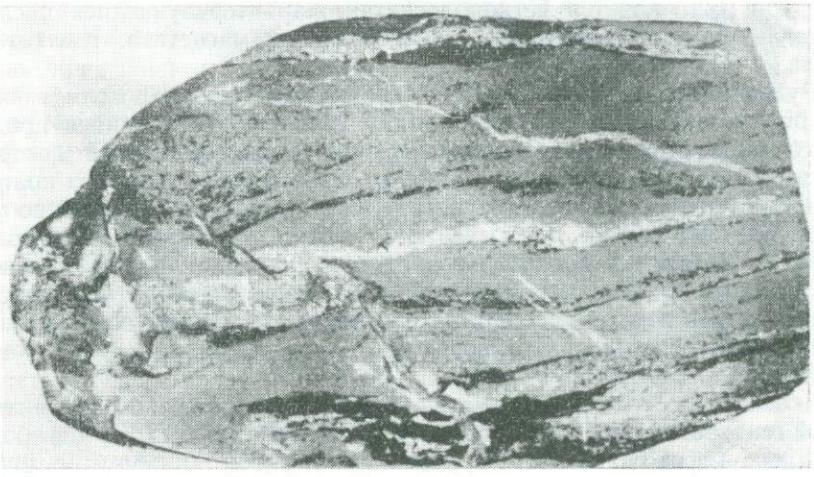


Рис. 2. Пример железорудного метасоматоза:
черное — амфиболы; серое — магнетит; белое — гематит.

лого-петрографического состава. Он проявился в образовании магний- и железосодержащих амфиболов — куммингтонита, грюнерита и роговой обманки, которые замещают биотит, хлорит, гранат и кварц в различных железистых роговиках и сланцах, а также кварц и частично железорудные минералы. В результате образуются амфиболо-магнетитовые породы. При полном замещении породообразующих минералов амфиболами в сланцах возникают куммингтонитовые — мономинеральные сланцы и магнетито-куммингтонитовые за счет железистых роговиков. Максимальная разгрузка из растворов магния в сопровождении двухвалентного железа происходит в тектонически ослабленных зонах — переклинальных замыканиях складок, шарнирах, поворотах структур и т. д. Образующиеся на этих участках амфиболовые или магнетито-амфиболовые сланцы и роговики имеют форму неправильно вытянутых полос, постепенно сменяясь амфиболосодержащими железистыми роговиками или сланцами кварцево-биотитового состава, а затем безамфиболовыми первичными эквивалентами этих пород.

Железистый, или железорудный, метасоматоз неразрывно следовал за собственно магнезиально-железистым. На первом этапе при образовании амфиболов недостаток кислорода не позволял образоваться окислам железа и железо накоплялось в растворе. С повышением кислородного потенциала из раствора выпадал избыток железа в форме магнетита, а на заключительных стадиях — гематит.

Следуя непосредственно за магнезиально-железистым, железистый метасоматоз проявился на участках развития почти мономинеральных амфиболо-

вых сланцев. Этим подчеркивается контролирующая роль одних и тех же структурных элементов при магнезиально-железистом и железистом метасоматозе, выразившемся в интенсивной складчатости, осложненной более мелкими формами тектонических нарушений.

Магнетит и гематит рудной генерации отлагались согласно полосчатости в куммингтонитовых сланцах, магнетито-куммингтонитовых и магнетито-кварцево-куммингтонитовых роговиках. Образование руд по безамфиболовым железистым роговикам почти не отмечается.

Развиваясь по амфиболовым или кварцево-амфиболовым прослоям, новообразования магнетита и гематита замещают амфибол и кварц (рис. 2). Степень обогащенности руд магнетитом и гематитом бывает различной, поэтому в пределах образующихся рудных залежей различают участки магнетитовых, гематито-магнетитовых и магнетито-гематитовых руд, связанные между собой взаимными переходами. Структуры руд зернистые, а текстуры наследуют текстуру исходных пород. Наиболее распространенной текстурой руд является четкополосчатая, характеризующаяся послойным чередованием полос магнетита и амфибола или магнетита, гематита и амфибола.

Рудообразование начиналось с отложения магнетита. Если в железистых роговиках и амфиболовых сланцах магнетит, являющийся продуктом общего динамотермального метаморфизма (магнетит первой генерации), составляет 20—40%, то в результате железистого метасоматоза количество его за счет новообразований (магнетит второй генерации) постепенно возрастает до 60—80% и, как исключение, в рудах с массивной текстурой — до 90—95%. Пластинки новообразований амфибола, как правило, обволакивают агрегаты зерен этого магнетита или образуют структуры врастания. Для магнетита второй генерации характерна неправильная и удлиненная форма зерен, редко с кристаллографическими очертаниями размером 0,1—0,5 *мм*.

Вслед за магнетитом второй генерации кристаллизовался гематит второй генерации. Как и магнетит, он развивался по прослоям амфиболового и кварцево-амфиболового состава, замещая амфибол и кварц (рис. 2). Полосы гематита в руде состоят из агрегата тесно сросшихся пластинчатых или ланцетовидных зерен, образующих в массе петельчатые сплетения.

Отложением гематита второй генерации закончилась стадия магнезиально-железистого метасоматоза. Таким образом, конечным продуктом этой стадии были амфиболо-магнетитовые, кварцево-амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые железные руды, в которых амфибол был представлен в основном куммингтонитом, меньше — грюнеритом и очень редко — роговой обманкой. Общая схема образования железных руд представляется в следующем виде.

Железисто-кремнистые осадки претерпели динамотермальный метаморфизм, вызвавший дегидратацию пород и образование метаморфических растворов, которые обогащались подвижными компонентами Mg, Fe, Ca, CO_2 вследствие разложения аутигенных железистых силикатов. В конечный период формирования складчатой зоны метаморфические растворы передвигались в тектонически ослабленные трещинные проницаемые полости, какими были вертикальные и крутопадающие структуры, обусловившие восходящий характер движения растворов с последующей разгрузкой рудогенных компонентов. Недостаток кислорода на первом этапе процесса способствовал развитию магнезиально-железистых амфиболов, а затем, с увеличением роли кислорода, последовательно магнетита и гематита. Так возник магнезиально-железистый (железорудный) метасоматоз, обусловивший формирование амфиболовых пород и залежей железных руд на участках сложных складчатых деформаций в пределах железорудной свиты криворожской серии.

В Криворожском бассейне эти руды развиты наиболее широко. Они образуют многочисленные месторождения Саксаганского рудного поля в виде групп рудных столбов, расположенных на крыльях синклинали, либо составляют шарнирную залежь (см. рис. 1). Рудные залежи мартитовых руд располагаются среди железистых роговиков и джеспилитов IV, V и VI горизонтов, занимающих верхнюю часть железорудной свиты.

Рудоносность, или насыщенность залежами, различных горизонтов неодинакова и меняется в широких пределах. Коэффициент оруденения равен 0,04, однако для различных горизонтов он меняется от 0 до 0,9.

Наибольшее количество залежей располагается в V железистом горизонте, сложенном джеспилитами. Содержание железа в нем составляет около 37—42%. Суммарная площадь рудных залежей этого горизонта более 70% общей рудной площади Саксаганского района. Коэффициент оруденения * для V железистого пласта равен 0,14. Для различных рудников он изменяется от 0,12 до 0,78. Интенсивность оруденения горизонта по простиранию прерывистая. В пределах месторождений наблюдается цепочка рудных залежей, однако между месторождениями горизонт джеспилитов рудных залежей не содержит.

Коэффициент оруденения VI железистого пласта равен 0,024. Рудные залежи этого горизонта составляют 26,4% общей рудной площади района. Оруденение пород этого горизонта также неодинаково. Интенсивность его оруденения повышается в тех же местах, где и V железистого горизонта. Скопления рудных залежей здесь также постоянно чередуются с безрудными или слабооруденелыми участками. Эта закономерность хорошо прослеживается на всем протяжении Саксаганского района и, по-видимому, вызвана теми же причинами, что и для V горизонта. Таким образом, интенсивность оруденения железисто-роговиковых горизонтов отчетливо прерывистая. Так, в южной части Саксаганского района в пределах замыкания синклинали (рудник им. Дзержинского) наблюдается интенсивное оруденение не только роговиково-железистых пород, но и сланцевых горизонтов, в результате чего образовалась одна мощная шарнирная залежь.

На следующем к северу руднике им. Артема прослеживаются две продольные цепи рудных залежей, приуроченные к V и VI железистым горизонтам, разделенные мощной толщей безрудных роговиков. На других рудниках также отчетливо наблюдаются цепи рудных залежей, приуроченных к V, VI и частично к VII горизонтам железистых роговиков и джеспилитов.

По простиранию этих цепей наблюдается попеременное сгущение и разрежение залежей не в одном, а во всех или почти во всех горизонтах одновременно. Вследствие этого образовались поперечные пояса оруденения, прослеживающиеся в двух-трех или иногда в четырех соседних железистых горизонтах и разделенные безрудными участками (рис. 3).

Вдоль всей Саксаганской полосы в плане хорошо фиксируются следующие шесть узлов или поперечных поясов оруденения, разделенных значительными неоруденевшими участками: пояс рудников им. Дзержинского и им. Артема, рудника им. К. Либкнехта, рудников «Большевик», им.Октябрьской революции и им. Фрунзе, рудника им. XX партсъезда, рудника им. Красной Гвардии и рудника им. Ленина.

Участки, разделяющие рудные пояса, имеют небольшое количество рудных гнезд, однако степень оруденения пород в их пределах ничтожна.

Поперечные пояса рудных залежей приурочены к участкам нарушения плоскопараллельного залегания одного или нескольких пластов роговиков и джеспилитов в виде пологих изгибов или флексур. Изгибы представляют собой пологие поперечные складки шириной 100—1000 *м*, высотой до 100 *м*.

* Коэффициент оруденения породы определяют отношением площадей рудных залежей на определенном горизонте или большей территории к общей площади пород, в которых находятся эти руды.

Между рудниками, где нет подобных изгибов пород, на достигнутых скважинами глубинах 1500—2000 *м* рудные залежи не встречаются. Кроме того на рудниках им. Дзержинского и им. Артема по густой сети буровых скважин и горных выработок отчетливо устанавливается мощная шарнирная залежь, погружающаяся на север в полном соответствии с шарниром Саксаганской синклинали. Таким образом, выделяются два типа рудоносных структур: шарнир Саксаганской синклинали и поперечные складки на ее крыльях (см. рис. 1).

Итак, рудные залежи в Саксаганском районе пространственно и морфологически тесно связаны с поперечными складчато-трещинными деформациями и практически не встречаются среди нескладчатых пород.

Главной причиной оруденения на участке одного или нескольких пластов была подвижность железа и кремнезема, возникшая при перекристал-

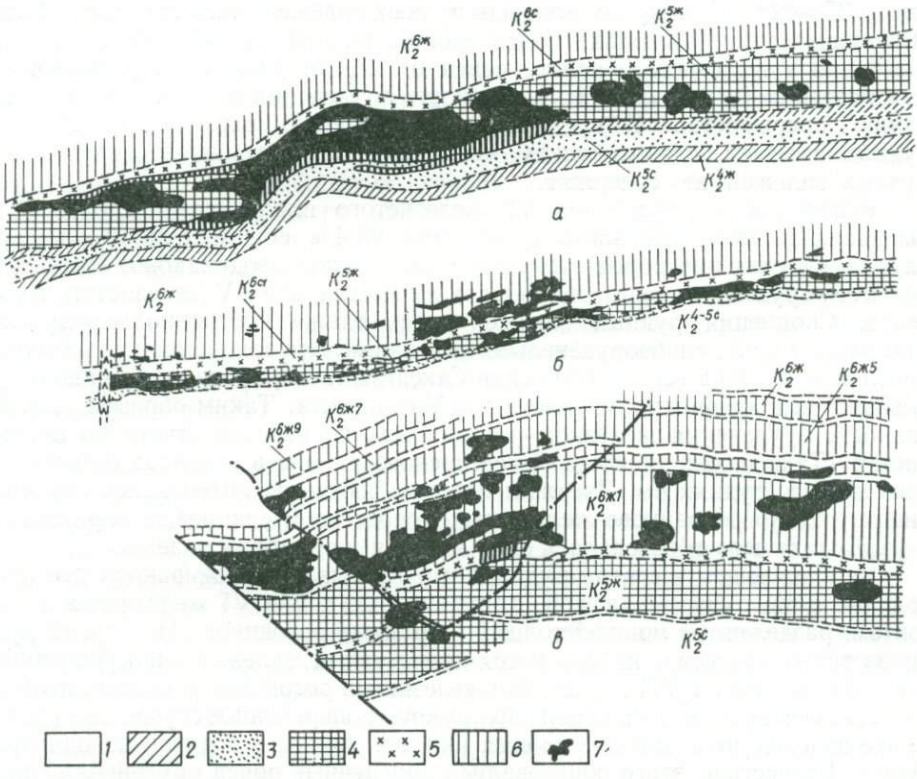


Рис. 3. Схема расположения железорудных залежей:

а — рудник им. Артема, горизонт 220 *м*; *б* — рудник им. XX партсъезда, горизонт 270 *м*; *в* — рудник им. Ленина, горизонт 267 *м*;

1 — $K_2^{4с}$ — четвертый сланцевый горизонт; *2* — $K_2^{4ожк}$ — четвертый железистый горизонт; *3* — $K_2^{5с}$ — пятый сланцевый горизонт; *4* — $K_2^{5жк}$ — пятый железистый горизонт; *5* — $K_2^{6с}$ — шестой сланцеватый горизонт; *6* — $K_2^{6жк}$ — шестой железистый горизонт; *7* — железорудные залежи.

лизации материала породы и вызвавшая концентрацию железа в проницаемых зонах складчатости, тонкой трещиноватости и остаточной пористости.

При детальном изучении контактов рудных залежей можно проследить изменение отдельных прослоев железистых пород при переходе в руды.

Рудные прослои переходят из пород в руды без существенного изменения мощности. Часто наблюдается некоторое увеличение мощности рудных прослоев с появлением тонких дополнительных прослоев новообразованного гематита (чаще всего на границе рудного и полурудного прослоев). При наличии интенсивной приконтактной складчатости рудные прослои несколько утоняются и даже разрываются, но в руде мощность любого прослеженного рудного прослоя такая же, как и в неоруденелой породе.

Совершенно иначе ведут себя безрудные и полурудные прослои — мощность их по мере перехода железистого роговика в руду постепенно или резко уменьшается, прослои выклиниваются, а на их месте в руде остается тонкая полоска, сложенная мелкими реликтовыми пластинками и листочками гематита, ранее рассеянного в полурудном прослое (рис. 4).

Уменьшение мощности и выклинивание полурудных и безрудных прослоев — общая закономерность, характерная для различных типов руд, в том числе и для неокисленных магнетитовых руд, изученных на рудниках им. Фрунзе. Ширина зоны выклинивания очень незначительна — в подавляющем большинстве исследованных контактов она не превышает 10—20 *см*; часто мощность безрудного прослоя значительно уменьшается, и он исчезает на расстоянии 1—2 *см*, особенно в резких, тектонических контактах. Реже наблюдаются случаи постепенного плавного уменьшения

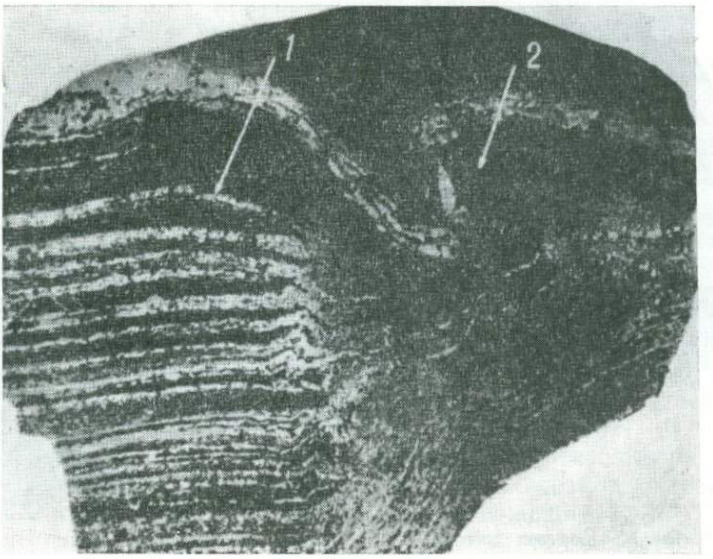


Рис. 4. Контакт мартитового роговика (*1*) и руды (*2*):
темное — кварцевые прослои; светлое — мартитовые.

мощности прослоев на протяжении десятков сантиметров и даже метров. Вследствие выклинивания безрудных и полурудных прослоев изменение железистых пород в рудах всегда происходит с заметным уменьшением объема, которое можно определить при изучении образцов или непосредственно в горных выработках.

На основании значительного количества замеров (свыше 100) было установлено, что из пачки железистой породы мощностью 100 *см* (все замеры пересчитывались на 100 *см*) образуется пачка руды мощностью 45—80 *см*. Следовательно, из породы объемом 100 $см^3$ образовалось 45—80 $см^3$ руды; величина сжатия или усадки их изменяется в пределах 20—55%. Ни в одном случае не наблюдалось сохранения первичного объема пород при изменении в процессе рудообразования. В некоторых образцах величина усадки достигает 50%, т. е. первичный объем пород уменьшается в два раза, но образовавшиеся руды все же имеют до 30% пор; в других образцах сжатие не превышает 20—25%, а образовавшиеся руды очень плотные, с пористостью 4—6%.

Таким образом, можно заключить, что величина сжатия руды не зависит от величины современной пористости, а сжатие характерно как для плотных, так и для рыхлых пористых руд. Общее уменьшение мощности руд по сравнению с исходными породами составляет 15—20%, причем оно компенсируется рудной складчатостью.

Там, где произошло полное оруденение всего железистого горизонта, наблюдается некоторое общее уменьшение мощности горизонта. Магнетитовые руды в Саксаганском районе встречены на значительных глубинах в виде отдельных гнезд и участков ограниченных размеров. Размещаются они непосредственно ниже известных мартитовых руд или самостоятельными мелкими залежами среди неокисленных железистых пород. Такие руды встречены на руднике им. Кирова на глубине 326 *м*, на руднике им. Ленина на глубине 527 *м* и на руднике им. Фрунзе на глубине 280 *м*. По составу это кварцево-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды, связанные между собой взаимными переходами.

В большинстве рудных залежей Саксаганского района руды полностью окислены и содержание магнетита не превышает 3—5%. Окисленные мартитовые руды неоднородны по составу и физическим свойствам. Во многих

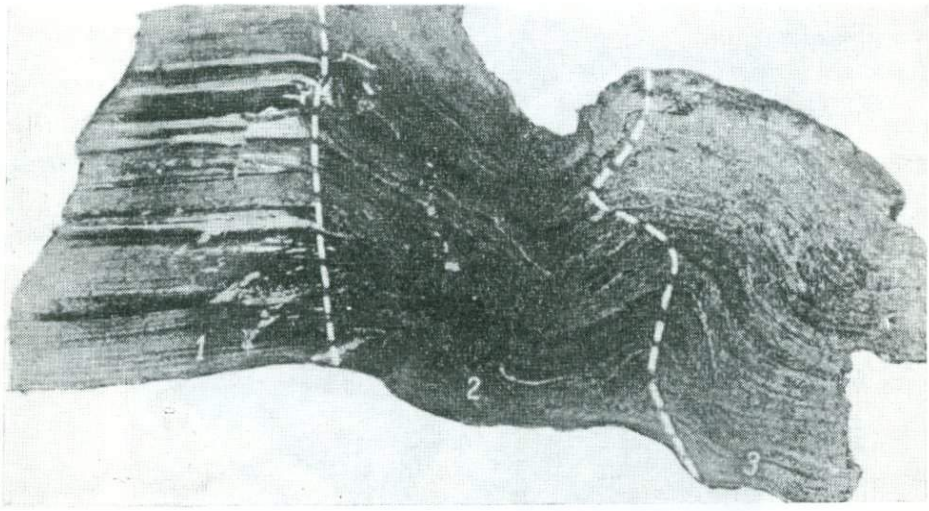


Рис. 5. Контакт джеспилита с плотной и пористой рудой:
1 — джеспилит; *2* — плотная руда; *3* — рыхлая руда

залежах встречаются плотные массивные мартитовые руды, которые переходят в пористые рыхлые руды. В южной и центральной частях Саксаганского района плотные мартитовые руды развиты незначительно, но на севере редко можно встретить крупный участок залежи, сложенный однородными пористыми рудами; обычно наблюдается сложное строение рудного тела, когда плотные руды располагаются в виде включений среди пористых руд или образуют своеобразную кайму на контакте рудной залежи с неоруденелыми железистыми роговиками. Размеры включений плотных руд самые различные — от сантиметров до нескольких метров.

Контакты плотных руд с пористыми по простиранию полосчатости, как правило, довольно постепенные; резкие контакты наблюдаются преимущественно по трещинам. Никакого изменения мощности выделенной пачки плотных руд при переходе в рыхлые не наблюдается (рис. 5).

Складчатая деформация в пористых рудах, выраженная плойчатостью, совершенно аналогична по своему характеру и размерам деформации плотных руд. Сложные складчатые изгибы и трещины отдельностей без каких-либо изменений переходят из пористых — рыхлых руд в плотные.

В рыхлых рудах повсеместно наблюдаются останцы плотной руды, а плотные руды нередко переходят в рыхлые, а затем снова в плотные в пределах одной залежи. Плотные руды переходят в рыхлые без сколько-нибудь заметной усадки — сокращения мощности. Если на границе джеспилита и плотной руды можно хорошо наблюдать уменьшение мощности, то плотная

руда в рыхлую переходит без изменения мощности. Никаких новых структурных элементов в пористых рудах по сравнению с плотными не возникает.

Пористые руды отличаются от плотных только величиной пористости, причем наибольшее количество пор наблюдается в рудных мартитовых прослоях, которые в плотных рудах имели кварцево-мартитовый состав.

Рудные минералы плотных руд при переходе в пористые совершенно не изменяются; микроструктура, размеры, форма зерен и сростков и относительные количества мартита и пластинчатого гематита остаются теми же, что и для плотных руд.

Как показали результаты изучения некоторых залежей, рыхлые мартитовые руды широко распространены у поверхности, постепенно сменяются плотными мартитовыми и мартито-магнетитовыми, а на большей глубине неизбежно сменяются первичными магнетитовыми рудами. Последние имеют совершенно подобную плотным мартитовым рудам структуру, условия залегания, приуроченность к складчатым структурам, а также взаимные переходы в пределах одной залежи.

Количественные и качественные соотношения плотных и пористых руд, а также пористых руд и железистых пород показывают, что нельзя путем только гипергенного выщелачивания кварца из обычных джеспилитов получать богатые мартитовые руды. На основании определений объемного и удельного веса, пористости и состава джеспилитов и образовавшихся из них богатых руд можно сделать вывод, что гипергенное рудообразование при условии иммобильности железа неизбежно должно было сопровождаться очень большим уменьшением объема джеспилитов (до 50% первоначального объема) и, следовательно, возникновением соответствующих «просадок» в толще джеспилитов. Многочисленные замеры (1200) в 150 разрезах истинной мощности джеспилитовых горизонтов показали, что мощности оруденелых и безрудных джеспилитов разнятся незначительно и их колебания свойственны оруденелым породам в такой же мере, как и неоруденелым, и обусловлены фациальными особенностями горизонтов.

Судя по подсчетам, современные пористые мартитовые руды возникли на месте первичных руд, содержащих 50—57% железа, и не могли образоваться непосредственно из джеспилитов, содержащих 37—40% железа.

Образование первичных плотных руд связывается с процессом динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых пород, сопровождавшихся подвижностью железа и кремнезема. Возникшие при этом первичные руды имели магнетитовый или гематито-магнетитовый состав, низкую пористость и содержали около 53% железа. В процессе окисления магнетит окислился до мартита, а вынос кремнезема привел к образованию высокопористых (20—25%) мартитовых руд с содержанием железа 55—70%.

РЫХЛЫЕ ИЛИ МЯГКИЕ ГИДРАТНЫЕ РУДЫ

В Криворожском бассейне эти руды широко распространены в Центральном или Саксаганском районе, где они образуют самостоятельные залежи или комплексные по составу рудные месторождения вместе с мартитовыми рудами. По минеральному составу среди этих руд выделяют: гетито-гематито-мартитовые и гетито-гематитовые. Главными рудными минералами в них являются гетит, дисперсный гематит и мартит, меньше гидрогетит. Залежи этих руд размещаются в зоне окисления пород среди силикатно-железистых роговиков и железистых сланцев. Образование гидратных руд непосредственно связано с глубинными зонами окисления и древней корой выветривания. Эти руды образовались вследствие разложения железистых силикатов и карбонатов, окисления железа и образования дисперсного гематита, гетита и гидрогетита, а также перехода магнетита в мартит.

Горные выработки глубиной до 800 *м* и разведочные скважины вскрывают породы на глубинах до 1500—2400 *м*, что позволило впервые получить представление о глубине и характере развития процессов окисления.

Наиболее грандиозное развитие гипергенных процессов наблюдается в породах средней свиты — в железистых сланцах и роговиках. Гипергенное изменение пород средней свиты проявилось весьма неравномерно. На одних участках оно достигает глубины десятков метров, тогда как на других — более 2000—2400 *м*. Это дает основание выделить площадную кору выветривания и зоны глубинного окисления.

Площадная кора выветривания развита повсеместно и фиксируется многочисленными скважинами на территории всего железорудного бассейна. Глубина развития его изменяется в широких пределах: в сланцевых горизонтах от 15—25 до 80—100 *м*, в железистых — от 20—35 до 150—200 *м*.

По новейшим материалам можно построить геологические карты и разрезы распространения глубинных зон окисления пород саксаганской полосы на глубине 100 и 500 *м* от поверхности докембрийских пород. На десяти наиболее характерных разрезах здесь отражены как площадная кора выветривания, так и глубинные зоны окисления.

Линейные зоны окисления прослежены при глубоком структурном бурении до глубины 1300—1400 и даже 2400 *м*. При этом нижняя граница окисленных пород для большинства горизонтов не установлена. Глубина гипергенного изменения пород, вероятно, превышает 2000—2500 *м*. Проявления глубинного окисления в пределах саксаганской полосы Криворожского железорудного бассейна приурочены к узлам поперечной складчатости пород, к контакту пород верхней и средней свит и зонам разрывных нарушений.

Линейные зоны окисленных пород наиболее развиты в железистых горизонтах синклинальной структуры района. Глубинные зоны, захватывая несколько стратиграфических горизонтов, вытянуты в меридиональном направлении, подчиняясь основному простиранию структур района; с глубиной они погружаются согласно со складчато-трещинными структурами. Ширина зон окисленных пород изменяется от нескольких десятков метров до 500—600 *м*, а на юге Саксаганского района, на рудниках им. Дзержинского и им. Кирова, достигает 1000—1200 *м*. Протяженность отдельных глубинных зон изменяется от 2—4 *км* на севере до 10 *км* на юге района. Зоны разобщены между собой участками неизменных пород, ширина которых составляет 200 *м* в центральной части района и достигает 1000—1100 *м* на севере.

В пределах Саксаганского района выделяют пять глубинных зон интенсивно окисленных пород, которые развиты в следующих рудниках: первая зона — в районе рудника им. Ленина, вторая — рудника им. XX партсъезда, третья — рудника им. Р. Люксембург, четвертая — рудников им. Коминтерна, «Большевик», пятая — рудников им. К. Либкнехта, им. Дзержинского, им. Ильича.

Фактический материал позволяет говорить, что действие гипергенных процессов выразилось в основном в глубоком изменении гипогенных магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд и в образовании гетито-гематитовых руд и «шелестух»* вследствие разрушения железистых роговиков, джеспилитов и сланцев.

Проникновение поверхностных вод по залежам, как наиболее трещиноватым зонам, шло на бóльшую глубину, чем во вмещающих породах и, естественно, вызвало более интенсивное изменение гипогенных руд. В результате окисления магнетитовых руд образуются плотные мартитовые руды. При окислении текстура магнетитовых руд, форма и размеры отдельных минералов не изменяются; происходит лишь мартитизация магнетита.

В следующую, наиболее интенсивную стадию развития гипергенных процессов в связи с выносом кремнезема образовались пористые мартитовые руды.

---

* «Шелестухами» в Криворожском бассейне называют выщелоченные джеспилиты, из которых значительная часть SiO_2 вынесена, а оставшийся кварц превращен в мучнистую массу. По содержанию железа (45—52%) их относят к железным рудам.

При сравнении химического состава плотных и пористых руд видно, что пористые руды образовались в результате почти полного выноса кварца из плотных мартитовых руд, при этом вынос кремнезема не выполнялся никакими новообразованиями. Это привело к изменению пористости от 4—5% в плотных рудах до 25—30% в пористых. В процессе образования пористых руд содержание кварца уменьшается с 15—25 в плотных рудах до 0,5—8% в пористых, в которых протекает более интенсивное окисление магнетита, о чем свидетельствует снижение закисного железа до 0,6—0,7%. Вынос кремнезема привел к значительному увеличению содержания железа в руде. В плотных рудах содержание Fe_2O_3 составляет 75—80%, тогда как в пористых это количество возрастает до 97—98%.

Силикатно-магнетитовые руды в гипергенных условиях претерпели значительные изменения, которые проявились в разложении железистых силикатов, карбонатов и окислении магнетита. При этом вносились Ca, Mg, Al и SiO_2. Наряду с разрушением силикатов, карбонатов и выносом отдельных элементов происходило образование мелкокристаллического и дисперсного гематита, что привело к значительному обогащению гетито-гематито-мартитовых руд железом.

Во втором случае процессы выветривания привели к возникновению нового гипергенного типа руд, образовавшегося за счет разрушения джеспилитов и сланцев («шелестух»).

При изучении взаимоотношений различных типов руд мы смогли наметить общую схему их образования, в которой магнетитовые руды — первичные (исходные), а продукты их последующего изменения — мартитовые и силикатно-мартитовые руды. Магнетитовые, силикатно-магнетитовые, плотные и рыхлые мартитовые и мягкие гидратные руды тесно связаны между собой, и каждый из этих типов представляет определенную ступень в развитии рудообразующего процесса.

Результаты детального изучения Криворожского бассейна показывают, что нет ни одной залежи богатых руд, образовавшейся в процессе накопления или диагенеза осадков.

Все рудные залежи независимо от их стратиграфического или структурного положения, минерального и химического состава являются эпигенетическими по отношению к железисто-силикатным и кремнисто-железистым осадкам криворожской серии. Следовательно, рудные залежи в подавляющем большинстве сформировались при вторичном обогащении железистых пород. Исключение составляют лишь незначительные по объему прослои и гнезда (относительно богатые железом) джеспилитов, встреченные среди пород осадочно-метаморфического происхождения.

Итак, в Криворожском бассейне можно выделить два главных процесса образования руд: *гипогенный*, с которым связано образование магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд, и *гипергенный*, с которым связано образование гетито-гематитовых, частично гетито-гематито-мартитовых руд и «шелестух», а также преобразование массивных магнетитовых руд в пористые и рыхлые мартитовые (см. таблицу). Такое деление руд в значительной мере условное, так как их образование представляет собой очень сложный исторический процесс, заключающийся в последовательном и многостадийном развитии — преобразовании пород и руд, начиная от периода седиментации осадков до современного минералообразования в коре выветривания. В исторической последовательности выделяют: седиментацию, диагенез, динамотермальный метаморфизм, гипергенные изменения, связанные с древней корой выветривания и, наконец, гипергенные изменения: дотретичные, третичные и современные. На различных залежах эти процессы проявлялись неодинаково. Для одной группы залежей главным процессом рудообразования был метаморфизм, для другой — седиментация и диагенез, для третьей — гипергенез.

Особенности состава, структуры, условий залегания месторождений Кривого Рога и других аналогичных месторождений мира — Бразилии,

Схема образования пород и руд Криворожского железорудного бассейна

Процесс образования и изменения пород и руд	Главнейшие типы исходных осадков, пород и руд		
Осадочный Седиментация, диагенез и эпигенез	Железисто-силикатные, кварцево-глинистые и карбонатные осадки	Железисто-кремнистые, железисто-силикатные и карбонатные осадки	Железисто-кремнистые осадки
Гипергенный-метаморфический Складчатость, обезвоживание и раскристаллизация осадков Подвижность железа, кремния, магния и кальция с метаморфическими растворами	↓ Железисто-силикатные сланцы (хлоритовые, сидерито-хлоритовые, биотитовые, сидерито-биотито-амфиболовые) и силикатные ↓	↓ Железисто-силикатно-кварцевые роговики (хлорито-магнетитовые, биотито-амфиболо-магнетитовые, магнетитовые и другие) ↓	↓ Силикатно-магнетитовые руды (хлорито-магнетитовые и амфиболо-магнетитовые) ↓	↓ Железисто-кварцевые роговики и джеспилиты (магнетитовые и гематито-магнетитовые) ↓	↓ Магнетитовые и гематито-магнетитовые руды ↓
Гипергенный I стадия — разложение карбонатов и силикатов, мартитизация магнетита, образование окислов и гидроокислов железа по карбонату, силикату и кварцу	Гетито-гематитовые сланцы и роговики ↓	Гетито-гематито-мартитовые роговики ↓	Гетито-гематито-мартитовые руды ↓	↓	Плотные мартитовые и гематито-мартитовые руды ↓
II стадия — растворение и вынос кремния из роговикового кварца и силикатов, резкое увеличение пористости	Пористые гетито-гематитовые руды («краски»)	Пористые гетито-гематито-мартитовые руды («краскосиньки»)		Выщелоченные мартитовые роговики, джеспилиты и «шелестухи»	Пористые мартитовые и гематито-мартитовые руды («синьки»)

Канады и Австралии — настолько своеобразны, что их нельзя отнести ни к одному из известных генетических типов железных руд (магматическому, гидротермальному, скарновому).

Отметим некоторые главные особенности руд. Минеральный состав руд аналогичен составу вмещающих пород; руды содержат те же химические элементы, что и вмещающие породы; рудные залежи размещаются в складчато-трещинных структурах; при рудообразовании преобладают метасоматические процессы; нет околорудных изменений; наблюдается строгая связь рудообразующего процесса в пространстве и во времени со складкообразованием; нет зональности минеральных парагенезисов; не заметно никакой пространственной и временной зависимости месторождений от интрузивных пород.

Исходя из приведенных особенностей руд и рудных месторождений, их можно отнести только к группе метаморфогенных, возникших в процессе динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых пород.

Главными агентами метаморфизма, а следовательно, и рудообразования являются, как известно, гидростатическое и одностороннее давления, температура и химическая активность водных растворов (Тернер, 1962). Они вызывают перекристаллизацию пород, значительную миграцию вещества и метаморфическую дифференциацию, сопровождающуюся перераспределением и концентрацией некоторых металлических компонентов.

В процессе метаморфизма происходит дегидратация первичных осадков. Осадочная порода, прошедшая стадию диагенеза, содержит еще очень значительное количество воды. Вода в осадках находится в двух видах: свободная — в поровых пространствах и пленках вокруг частиц породы и связанная — кристаллизационная в самом веществе породы. По данным Н. М. Страхова (1953), пески содержат 20—25% воды, алевролиты — 30—60, тонкие пелитовые илы — 60—80%.

Очень большое количество воды обычно имеют химические и коллоидные осадки, как и гидраты кремнезема, окислы железа, железистые силикаты и др. Наиболее распространенные в осадках минералы содержат следующее количество воды (в %): нонтронит, бейделит и монтмориллонит — 13,6; каолинит — 13,96; гиббсит — 34,65; вермикулит — 19,96. Эти воды высвобождаются из пород при низких, средних и высоких ступенях метаморфизма. Вода несвязанная выделяется при температурах до 100° С, гидроксильная (связанная) — при температуре свыше 300°. Так, из каолинита она выделяется при температуре 400—525°, из монтмориллонита — 500—800°, из гидрослюд — 300—600°; диаспор теряет воду при температуре 550°, брусит — при 400—500°, хлориты — при 600—800° (Ферхуген, 1962). Большая часть этих вод идет на образование и пополнение метаморфических гидротермальных растворов.

В метаморфических породах Кривого Рога количество воды составляет 1—2 и редко достигает 3—4%. Вероятно, огромные массы воды выделялись в процессе обезвоживания и перекристаллизации этих пород. Колоссальное количество метаморфических пород Кривого Рога при метаморфизме должно было дать такое количество воды, каким не могут располагать магматические породы такого же объема. Если в осадках криворожской серии, прошедших диагенез, содержалось 30—35 об.% воды, это означает, что из каждых 100 $м^3$ метаморфической породы выделялось около 50 $м^3$ воды. Общий объем выделенной воды при метаморфизме, грубо говоря, равнялся половине современного объема всех пород Криворожского бассейна. Они оказывали активное действие на растворение и перекристаллизацию метаморфизуемых пород и переносили подвижные компоненты в области тектонического нагнетания вследствие подтока туда метаморфических растворов. Таким образом, источником метаморфических растворов явились осадочные и вулканические породы, подвергшиеся метаморфизму. Они выделялись на всех стадиях прогрессивного метаморфизма вследствие высвобождения свободной и связанной воды из различных минералов.

Вероятными путями движения рудообразующих метаморфических растворов являются места размещения рудных залежей. В условиях Криворожского бассейна рудные залежи приурочены к складчато-трещинным структурам, по которым проходили рудонесущие растворы, и в них они сбрасывали железо.

Многочисленные наблюдения в горных выработках, обнажениях и карьерах, а также результаты изучения полированных образцов и шлифов свидетельствуют о тесной связи рудной минерализации с тонкой трещиноватостью и пористостью и об отсутствии рудоотложения в сколько-нибудь значительных трещинах, а тем более в разрывных структурах. Трещины отдельностей, отчетливо развитые в криворожских породах и рудах, всегда являются пострудными и в них нет рудной минерализации.

Образование руды наблюдается в участках оптимальной пористости и тонкой трещиноватости, которые возникли при формировании складчатых структур. Исходя из этого, благоприятными путями продвижения рудных растворов были складчато-трещинные зоны в породах.

В Саксаганском районе рудообразующие растворы наибольшую подвижность приобрели в зоне сложного складчато-трещинного ядра Саксаганской синклинали в местах поперечной деформации пород. От этих главных путей движения растворы ответвлялись по поперечным складчато-трещинным зонам, созданным индивидуальными флексурами или пологими перегибами. В таких условиях движение метаморфических растворов ограничивается зонами складчатости, где происходит наиболее активное движение вещества, сопровождающееся расслоением пород и затем тонкой трещиноватостью. Такому выгодному сочетанию как нельзя лучше соответствует железорудная свита, характеризующаяся послойным чередованием железисто-кварцевых роговиков и тонкокристаллических сланцев. Растворы, выжатые из илисто-глинистых слоев, затем сланцев, вместе с теми, которые выделялись при обезвоживании самих железисто-кремнистых пород, могли перемещаться в пределах горизонтов железистых роговиков, экранируемых водонепроницаемыми сланцами. Так как воды, находящиеся в одном горизонте железистых роговиков были отделены от вод других горизонтов сланцами, они не могли смешиваться и в каждом горизонте роговиков создавалась более или менее изолированная зона оруденения.

Таким образом, рудообразующие растворы передвигались по складчато-трещинным зонам в железистых породах из мест тектонического сжатия в места нагнетания (складкообразования), где разряжались тектонические напряжения и возникали условия пониженных давлений.

Количество железа, перемещенного для образования богатых железных руд, не было огромным, если сравнить его с железом, заключенным в железистых роговиках и джеспилитах. Железистые роговики и джеспилиты, превращенные в руды, первоначально содержали в среднем 35—37% железа, а в руде его количество повысилось до 55—60%. Рудные залежи занимают около 4% площади всех железистых пород в таком продуктивном районе, как Саксаганский, а это означает, что перемещение железа для образования богатых руд составляло не более 2% количества, имеющегося в железистых породах. Таких реальных геологических условий, которые позволили бы обосновать привнос железа в криворожскую железорудную свиту из магматических интрузий или вообще извне, не существует.

Источником железа при рудообразовании достаточно обоснованно геологи считают железорудную свиту, что подтверждается полевыми и камеральными материалами: перемещение вещества при рудообразовании происходило в пределах железорудной свиты и даже в отдельных благоприятных горизонтах; наблюдаются тесные пространственные минералогические и структурные связи железных руд с богатыми железом роговиками и джеспилитами.

Нерастворимые соединения железа образуются при высокой валентности и представлены окислами или гидроокислами. Переход двухвалентного

железа в трехвалентное происходит под влиянием свободного кислорода или взаимодействия закисного железа с минералами пород или растворенными веществами, содержащими кислород. Важными причинами рудоотложения считаются тектоно-физические условия, режим давления, температуры и газовые составляющие растворов.

Генезис богатых железных руд криворожского типа можно рассматривать как естественно-исторический этап накопления железа, состоящий из последовательно развивавшихся первично-седиментационных, метаморфических и гипергенных процессов.

К наиболее раннему процесу накопления железа можно отнести седиментацию и диагенез железисто-кремнистых осадков, заложивших основу всех железистых пород и некоторой части богатых железных руд. Источником исходного вещества железорудной свиты были кристаллические породы докембрия: гнейсы, метабазиты, ультрабазиты, мигматиты и граниты. Накопление осадков происходило в условиях геосинклинального режима Криворожско-Кременчугской субгеосинклинали. Седиментация осадков характеризуется одним трансгрессивным циклом, охватывающим образование эффузивных и грубообломочных пород нижней свиты, хемогенных продуктов средней и кластогенных — верхней свит. Диагенез выразился в кристаллизации осадка и его уплотнении — литификации. Для этого периода характерно образование водных минералов — халцедона, опала, гидрослюд, а также хлорита, сидерита, гематита и пирита.

Второй этап концентрации железа в породах, приведший к образованию богатых руд, относится к динамотермальному метаморфизму, проявившемуся в результате формирования складчатой структуры Криворожского бассейна.

Складкообразование, пластическое течение и расслоение железисто-кремнистых осадков вызывали прогревание и циркуляцию метаморфических растворов, что приводило к миграции железа, кремнезема, магния, натрия, кальция и алюминия; к перекристаллизации породы и возникновению различных парагенезисов минералов. Для пород средней свиты характерны такие парагенезисы: кварц-магнетит, кварц-магнетит-сидерит, серицит-биотит-кварц, хлорит-биотит-сидерит-кварц, хлорит-магнетит, куммингтонит-магнетит-кварц, эгирин-кварц, гематит-магнетит-кварц и др.

В этот период железисто-кремнистые осадки превращались в кристаллические железистые роговики и сланцы. В местах развития складчатости (преимущественно поперечной) и тонкой трещиноватости, где интенсивно циркулировали метаморфические растворы, перемещение компонентов пород, в первую очередь железа и SiO_2, привело к образованию богатых магнетитовых и гематито-магнетитовых руд. При тектоническом сжатии, рассредоточенном в определенных частях железистых толщ, кварц становился неустойчивым, растворялся и удалялся из зон сжатия; в конечном счете в этих участках формировались тела богатых руд как результат относительного обогащения железом.

Ко второму периоду относится рудообразующий магнезиально-железистый и железистый метасоматоз, развивавшийся, вероятно, в конце метаморфических преобразований пород и генетически отражающий регрессивную его стадию.

Выделяют два генетических типа руд, относящихся к метаморфическому циклу: 1) метаморфические железные руды, слагающие залежи средней свиты и 2) метаморфизованные богатые железные руды, залегающие в низах верхней свиты.

Третьим процессом образования и изменения руд был гипергенез, с которым связаны глубинные зоны окисления железистых пород и богатых железных руд. Гипергенез вызвал весьма значительные перемещения железа, SiO_2 и других элементов, что привело к изменению плотных магнетитовых руд в рыхлые, более богатые и химически чистые мартитовые руды, к образованию мартитовых руд в джеспилитах, гетито-гематито-мартитовых руд

в силикатно-железистых роговиках, гетито-гематитовых руд в железисто-силикатных сланцах и т. д.

Данные геологических наблюдений и исследований совпадают и подтверждаются экспериментальными работами и теоретическими разработками, проведенными в Украинской Академии наук.

При бурении разведочных скважин установлено, что богатые руды Саксаганского района распространяются до глубины 2000—2400 *м*. Несмотря на некоторое уменьшение с глубиной мощности и качества руд, вследствие постепенного затухания гипергенных процессов, рудные тела на глубинах 2000 *м* являются достаточно мощными и слагаются высококачественными рудами. Это служит основанием для оптимистической оценки перспектив распространения оруденения до предельной глубины замыкания железорудной свиты в шарнире Саксаганской синклинали. По геофизическим данным, предельная глубина шарнира составляет в центральной части 3,5 *км*, в северной — до 5 *км*.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, **2**.

Белевцев Я. Н.— Мин. сб. ЛГО, 1951, 61.

Белевцев Я. Н.— Мин. сб. ЛГО, 1953, 7.

Белевцев Я. Н.— Геол. журн. АН УССР, 1953, **13**, 3.

Белевцев Я. Н.— Геол. журн. АН УССР, 1954, **14**, 3.

Белевцев Я. Н.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Белевцев Я. Н., Дубинкина Р. П.— ДАН СССР, 1954, **96**, 2.

Белевцев Я. Н.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды I Всесоюзн. петрограф. сов. Изд-во АН СССР, 1955.

Белевцев Я. Н., Акименко Н. М.— Разведка и охрана недр, 1957, 9.

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

Бетехтин А. Г.— ДАН СССР, 1945, **10**, 1.

Бура Г. Г.— В кн.: Юбилейный сб. ДГИ, 1957, **34**.

Гершойг Ю. Г.— Сов. геология, 1940, 8.

Гершойг Ю. Г.— Мин. сб. ЛГО, 1951, 5.

Гершойг Ю. Г.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 10.

Гинзбург И. И.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Гречишников Н. П.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Доброхотов М. Н.— Разведка и охрана недр, 1954, 1.

Каниболоцкий П. М. К вопросу о генезисе руд Кривого Рога, **37**, в. 2. Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1941.

Каниболоцкий П. М. Петрогенез пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1946.

Коржинский Д. С.— Геол. журн. АН УССР, 1954, **14**, 4.

Коржинский Д. С.— В кн.: Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, 1955.

Котляр Р. Н.— Горный журнал, 1953, 2.

Мартыненко Л. И.— Учен. зап. Черновицкого ин-та, серия географ., 1950, **3**, 2.

Мартыненко Л. И.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, 1955.

Половинкина Ю. Ир.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, 3.

Свитальский Н. И.— Изв. Геолкома, 1924, **43**, 1.

Семененко Н. П.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Старицкий Ю. Г.— Геол. журн. АН УССР, 1954, **14**, 3.

Старицкий Ю. Г.— ДАН СССР, 1955, **102**, 3.

Танатар И. И.— Южный инженер, 1916, 7—8.

Танатар И. И.— Инженерный работник, 1926, 1.

Танатар И. И.— Труды конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937.

Тохтуев Г. В.— В кн.: Железные руды КМА. Изд-во АН УССР, 1955.

Точилин М. С.— Мин. сб. ЛГО, 1953, 7.

Федорченко В. С.— Мин. сб. ЛГО, 1955, 9.

Р. Т. Брандт: Обусловлены ли гипергенные изменения, наблюдаемые на глубине до 2500 *м*, активностью современных подземных вод или же они связаны с древними докембрийскими циклами выветривания?

Я. Н. Белевцев: Гипергенные изменения в глубинных зонах окисления произошли уже после появления всех тектонических процессов; они относятся к докембрийскому, а может быть, и к палеозойскому времени.

Р. Т. Брандт: Является ли ныне наблюдаемая поверхностная кора выветривания, которая установлена в Криворожском железорудном бассейне при бурении многочисленных скважин, современной или докембрийской?

Я. Н. Белевцев: Скорее всего — докембрийской.

Г. Шубер: Какой удельный вес плотной и пористой руды?

Я. Н. Белевцев: Удельный вес пористой руды составляет 4 — 4,5; плотной — несколько меньше — около 3,7—4,0.

С. Симс: Встречается ли гетит в гипергенных рудах, образовавшихся из железисто-кремнистых осадков?

Я. Н. Белевцев: Гетит встречается почти всегда в рудах, образовавшихся за счет железистых силикатов (хлорита, биотита и др.).

С. Симс: Существует ли связь между содержанием гетита в гипергенных рудах и глубиной?

Я. Н. Белевцев: В зонах окисления руды, содержащие гетит, исчезают на глубине 400—600 *м*.

П. М. Горяинов: Имеются ли богатые руды за пределами распространения железистых кварцитов и насколько они удаляются за пределы железистых кварцитов?

Я. Н. Белевцев: Высокотемпературные алюмосиликатные руды образуются преимущественно за счет сланцев. Чаще всего они встречаются у их контактов с железистыми горизонтами.

П. М. Горяинов: Какое распространение имеют богатые руды в магнетитовых кварцитах Кривого Рога?

Я. Н. Белевцев: В магнетитовых роговиках северной части Кривого Рога широко распространены магнетитовые руды.

П. М. Горяинов: Поскольку богатые руды концентрируются в зонах поперечных складчатых структур (складчатость второго порядка), то, вероятно, их образование происходило на фоне уже метаморфизованных пород (складчатость первого порядка). Стало быть, содержание воды в породах было незначительным к моменту образования руд. Нет ли противоречия в предложенной Вами модели рудного процесса?

Я. Н. Белевцев: Поперечные структуры одновременны с продольными и относятся к одному этапу складкообразования и метаморфизма.

ГЕОЛОГИЯ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ЗАЛЕЖИ РАЙОНА СЕРРА-ДУС-КАРАЖАС В ШТАТЕ ПАРА

Г. Е. ТОЛЬБЕРТ, Дж. В. ТРИМЕЙН,
Г. К. МЕЛЬХЕР, К. Б. ГОМЕС

(Бразилия)

Железорудное месторождение Серра-дус-Каражас открыто в августе 1967 г. (Тольберт и др., 1968). Разведка началась на р. Сингу и была продолжена к востоку до р. Итакаиунас (притока р. Токантинс), откуда были сделаны первые заходы на хребты Каражас. При разведке использовались лодки, маленькие самолеты и геликоптеры. При этом были открыты залежи меньших размеров, в 175 *км* к западу от Серра-дус-Каражас и в 30 *км* к северо-востоку от города Сан-Феликс до р. Сингу.

Район Каражас представляет собой удаленную неисследованную часть амазонских лесов между двумя главными южными притоками Амазонки, Сингу и Токантинс (рис. 1). Название Серра-дус-Каражас, или Каражасский хребет, относится не к одному горному хребту, а к двум главным железосодержащим хребтам Серра-Норте и Серра-Сул, а также к заключенной между ними площади.

Исследуемая территория — это довольно плоские низины, несколько разбросанные кряжи и холмы, а также железосодержащие плато. За исключением плато, район покрыт густым тропическим лесом. Высота нагорья 600—700 *м*. Исходя из того, что нагорья имеют одинаковую высоту, можно

думать, что они являются эрозионными остатками древнего широко развитого пенеплена.

Там, где Каражасский хребет подстилается железистой формацией, твердая гематитовая корка канги мешала росту высокого тропического леса, в результате чего образовались очищенные от леса участки саванны, низкие кустарники; в низинах встречаются озера и болота. Рельеф этих участков

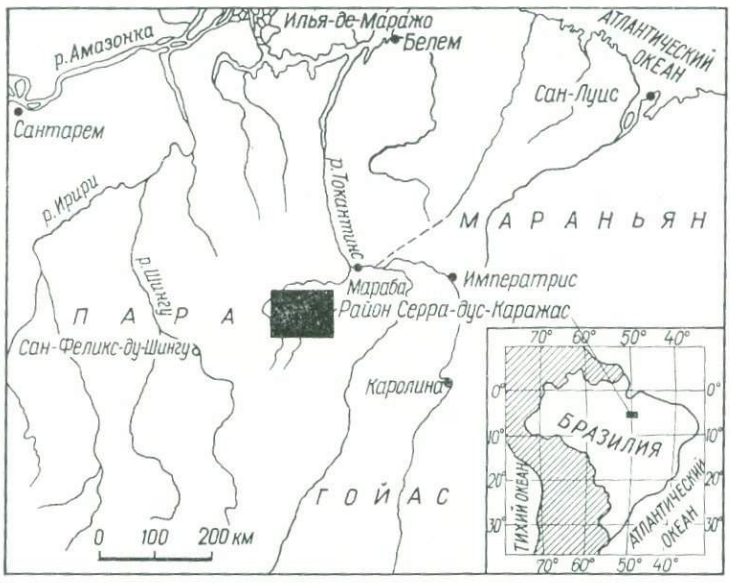


Рис. 1. Карта-схема района Серра-дус-Каражас.

формируется ундулирующими плато и холмами, или глыбами, поднимающимися над остальной частью плато на 100 *м*. Эти саваннообразные плато, совпадающие с залежами железа, прослеживаются от 1 до 30 *км*, а в ширину на 500—2000 *м*.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Площадь, подстилаемая каражасскими железистыми формациями, составляет небольшую часть обширной территории, сложенной докембрийскими породами и простирающейся от р. Токантинс до р. Мадейра, на севере граничащей с осадками Амазонского бассейна. В залегании пород, простирающихся на севере до р. Итакаиунас, выявлена следующая последовательность: 1) недифференцированные докембрийские породы, состоящие из гранитов, магматитов и парагнейсов; 2) докембрийские метаосадки (зеленосланцевые фации), связанные с серией Араса (описанной для Южной и Центральной Бразилии), включающей слюдяные сланцы, кварциты и парагнейсы; 3) слабо метаморфизованные филлиты, чередующиеся с кварцитами, итабиритами, конгломератами, граувакками и известняками токантинсской серии; 4) неметаморфизованная эопалеозойская формация, сложенная песчаниками и конгломератами; 5) каменноугольные осадки формации Пиауи, содержащие карбонатные породы, песчаники, роговики и глинистые сланцы.

Альмарас (1967) определил абсолютный возраст гранитов, амфиболитов, мигматитов на площади Мараба — Итакаиунас калий-аргоновым методом (2000 млн. лет). Альмейда с сотрудниками (1968) включил эту площадь в «кратон Токантинс-Топакос», последний метаморфизм которого происходил около 2000 млн. лет назад.

Возраст амфиболита из восточной части Серра-де-Итапиране, расположенной в 65 *км* к северо-западу от площади №1, равен 3280 ± 113 млн. лет.

Это наибольшая цифра, полученная до настоящего времени для бразильской породы.

Рассмотрим некоторые типы пород, выделенные геологическим картированием.

Гнейсы, граниты, амфиболиты. Значительная часть района Итакаиунас-Каражас подстилается породами, представленными в основном гнейсами и гранитами, амфиболитами и гранулитами.

Полосы амфиболита мощностью несколько метров обычно связаны с гнейсом и образуются, по-видимому, из мафических минералов.

Гранулиты с характерной гранобластической текстурой кое-где выходят на поверхность. Они состоят из кварца, андезин-лабрадора, авгита, гиперстена, граната и биотита.

Кварциты, филлиты и слюдяные сланцы. Чистый гранобластический кварцит представляет собой доминирующий тип со второстепенными железисто-сланцевыми разновидностями. Обычные ассоциации минералов в этих породах образуют серицит, эпидот, биотит, лимонит и пирит. Размеры зерен изменяются от 0,1 до 1,2 *мм*; обычны катакластические и милонитовые текстуры. Кварцитовые породы в большинстве метаморфизованы незначительно, хотя наличие граната, амфиболита и пироксена свидетельствует о более высокой степени метаморфизма на площади севернее Серра-Норте по направлению к р. Итакаиунас.

Аргиллитовые метаосадки и сланцы переслаиваются с железистой формацией и составляют большую часть разреза. В результате интенсивного тропического выветривания эти породы превратились в красноватый латерит; свежие обнажения филлита и сланцев здесь очень редки.

Среди слюдяных сланцев преобладают мусковитовые, но есть также хлоритовые, актинолитовые, биотитовые и графитовые сланцы. Большинство этих пород, являющихся тонкозернистыми с лепидобластической текстурой, содержат эпидот, гранат, альбит, микроклин и карбонат.

Залежи марганцевых окисных руд, образование которых объясняется окислением кварцево-спессартинового сланца, обнаружены в некоторых хребтах северо-восточнее и северо-западнее Серра-Норте.

Железистая формация (итабириты). Ввиду того, что выщелачивание и обогащение в районе Серра-дус-Каражас происходили очень интенсивно, свежий неизмененный итабирит встречается редко. Железистый кварцит и итабирит обнаружены в горах к северу от залежей железа. На этом основании можно предполагать, что седиментация железосодержащих осадков не происходила на одних лишь хребтах Каражас.

Итабирит состоит из чередующихся прослоек кварца и железных окислов мощностью 0,05—10 *мм*. Основными минералами в этой породе являются кварц (перекристаллизованный «черт»), магнетит и гематит, второстепенными — гетит, мартит, гиббсит и редко серицит.

Гематит почти всегда периферичен по отношению к зернам магнетита. Это свидетельствует о том, что гематит растет за счет магнетита.

Песчаники и конгломераты. Площадь между западной частью Серра-Норте и Серра-Сул подстилается рыхлым песчаником, кварцевым песчаником, кварцитом и конгломератом. Эти породы считаются более молодыми, чем метаосадки; вероятно, они эквивалентны формации горотайр. Песчаник состоит из тонкозернистого ксеноморфного кварца с подчиненными серицитом, биотитом, хлоритом, цирконом и опалом. Некоторые разновидности имеют характер конгломерата с обломками от 0,4 *мм* до 1,5 *см* в диаметре, состоящими из кварцита и полосчатого итабирита.

Мафические породы. В рассматриваемом районе найдено несколько разновидностей мафических пород, вероятно, разновозрастных. При петрографическом исследовании этих пород, отобранных на участке Итакаиунас, в них обнаружены диабаз, оливиновый диабаз, метадиабаз, базальт и андезитовый порфир. Диабазовые дайки с офитовой текстурой наиболее развиты и сложены доминирующими пироксеном и плагиоклазом

(обычно лабрадором) с большим содержанием кварца, оливина и биотита. Абсолютный возраст андезитового порфира с р. Итакаиунас составляет 507 ± 99 млн. лет, что соответствует возрасту других пород базальтового состава в Амазонском районе (Альмарас, 1967).

Мафические интрузии до некоторой степени контролируют физические границы рудных тел; это обнаружено в штольнях и скважинах площади № 1, которые либо пересекли (как согласно, так и несогласно) мафические дайки и пластовые интрузии (плоские плутоны), либо «уперлись» в мафические породы. Мощность даек и интрузий колеблется от менее одного до нескольких десятков метров.

СТРУКТУРА

На геологической карте в проекте Арагуая (Барбоса и др., 1966) показан пояс докембрийских пород, который имеет северное простирание и тянется параллельно рекам Арагуая и Токантинс. Эту структуру ранее отмечал Кегель (1965), назвавший ее Арагуая-Токантинсским линеаментом.

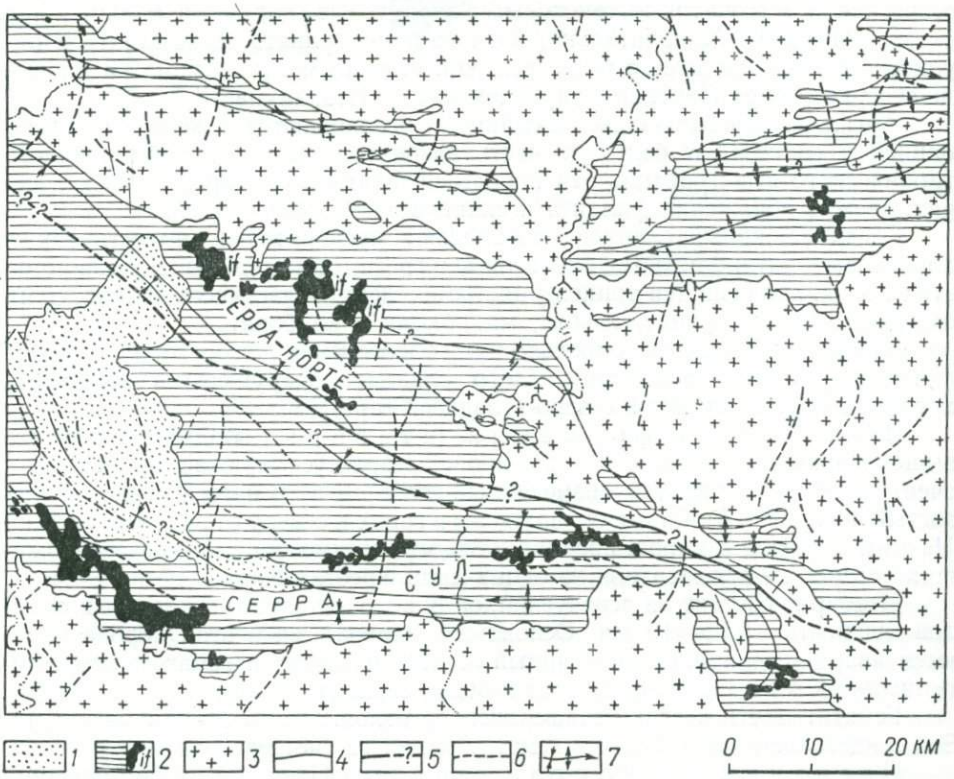


Рис. 2. Геологическая карта района Серра-дус-Каражас:

1 — формация Горотайр (?); кварцитовые песчаники, частично конгломератовые; *2* — кварциты, филлиты и слюдяные сланцы, переслаивающиеся с пластами железистой формации (*if*), обычно покрытые кангой; *3* — гнейсы и граниты; *4* — литологические контакты; *5* — разломы; в сомнительных случаях показаны штрихами (использована главным образом фотогеологическая интерпретация); *6* — структурные линеаменты; использована фотогеологическая интерпретация; *7* — оси антиклиналей или синклиналей с указанием их погружения (фотогеологическая интерпретация).

Примерно в 150 *км* южнее Марабы направление простирания этих пород изменяется на западное, а в Каражасском районе эти породы простираются с запада на запад-северо-запад. Это резкое изменение простирания напоминает приблизительно восточную оконечность Серра-Сул, где направление железистой формации изменяется на южное (рис. 2).

Деформация этих пород на участках севернее и западнее Серра-дус-Каражас образовала простые открытые складки с небольшими углами падения

и горизонтальными осями, простирающиеся на запад и запад-северо-запад. В отличие от этой сравнительно слабой деформации каражасские породы собраны в сложные складки с простиранием осей на запад-северо-запад и погружением их на восток и запад. В результате пластического течения произошло утолщение и утонение этих пластов гематита и итабирита.

Кроме складкообразования, при выделении Серра-Норте и Серра-Сул в отдельных изолированных плато, характерных для этого района (рис. 2), происходили также глыбовые сбросы и опрокидывание складок. При аэросъемке обнаружена система заметных разломов, ориентированная на север, а также на северо-северо-запад; отмечены разломы со смещениями на несколько сот метров. Основная линия, интерпретируемая как сброс, имеет запад-северо-западное простирание, пересекая участок между двумя железистыми кряжами и касаясь восточной части площади Серра-Сул (см. рис. 2).

Строение Серра-Сул менее сложное, чем строение Серра-Норте. Западная часть Серра-Сул пересекается и местами смещается сбросами северного простирания, но итабиритовые пласты здесь обычно лучше выдержаны, чем в Серра-Норте.

ЗАЛЕЖИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Первичный итабирит. Каражасская железистая формация в общих чертах описана выше. Ее химические и физические свойства очень близки железистой формации с оксидными фациями, которая встречается в других частях изучаемого района, а также в Квадрилатеро Феррифero и Минас-Жераис (Дорр, 1964, 1965). По немногочисленным данным, размеры более крупных зерен итабирита одинаковы для обоих районов, но в районе Каражас кварц в итабирите более мелкозернистый. Другие фации железистой формации не были обнаружены, за исключением одного интервала (1,4 *м*)

Таблица 1

Результаты химического анализа образцов итабирита, взятых из месторождения Серра-дус-Каражас

Образец	Расстояние от устья штольни, *м*	Вода на сухой остаток, %					
		FeO	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	Fe
T2	68	6,53	51,23	38,47	0,48	0,11	40,90
T2	69	1,15	39,39	56,19	0,55	0,07	28,44
T5	165	1,00	23,35	60,84	0,37	0,09	17,11
MA51	Образец с поверхности	0,18	5,45	70,39	0,68	0,06	20,26

полосчатой карбонатной породы, вероятно, доломита, пересеченного скважиной. Содержание железа в необогащенной железистой формации, по немногим изученным образцам, составляет 17—41% (табл. 1). Средняя величина анализов не показательна. Первоначальная мощность железистой формации, была, по-видимому, несколько сотен метров, а в результате сложной складчатости и системы сбросов на некоторых участках она увеличилась до 1 *км*.

Однообразие химического состава и текстуры, а также выдержанность по мощности пропластков итабирита являются доказательством того, что эта порода образовалась в мелководной среде и представляла собой осадки, состоящие из чередующихся слоев кремнезема и водных окислов железа. Последующее захоронение и диагенез превратили кремнезем в роговик и удалили воду из железистых минералов. В результате метаморфизма роговик перекристаллизовался в кварц, а железистые минералы — в магнетит и гематит. Большая часть гематита, наблюдаемого в настоящее время, образовалась в результате окисления магнетита в поверхностных и приповерхностных условиях.

Рыхлые рудные тела. Детально картирование рудных залежей завершено лишь в северном хребте (рис. 3). Определение размеров рудных тел подземной разведкой ограничивается площадью № 1, поскольку на других

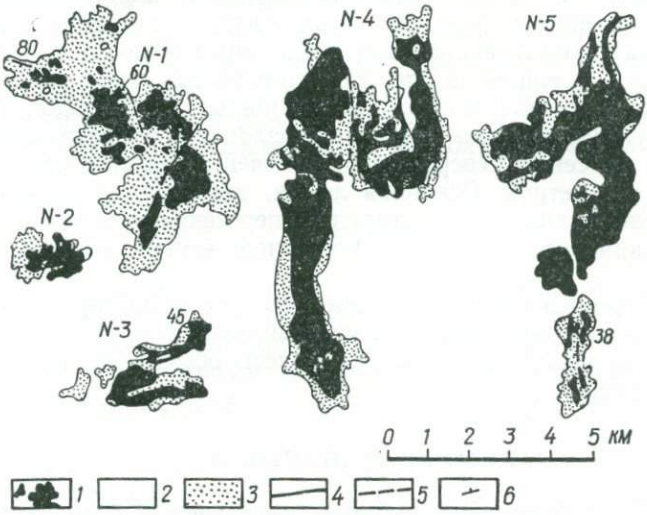


Рис. 3. Геологическая карта района Серра-Норте, показывающая расположение рудных тел:

1 — богатые гематитовые руды; *2* — гематитовая канга; *3* — гематито-гетитовая канга; *4* — контакты; *5* — разломы; *6* — простирание и угол падения пластов.

залежах бурение и проходка штолен еще не начаты. Главные рудные залежи лежат под холмами, возвышающимися над поверхностью плато Хотя склоны холмов покрыты кангой, гребни обычно образованы гематитом. Главные рудные тела сложены из рыхлого гематита и занимают неправильной формы зону

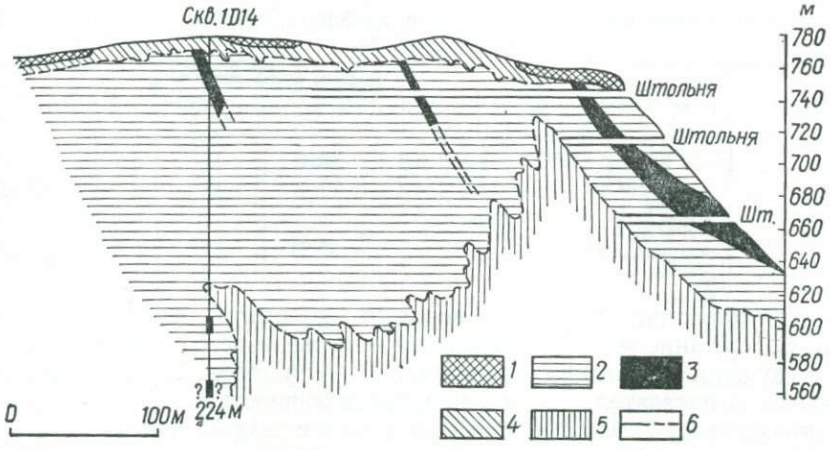


Рис. 4. Поперечный разрез участка № 1, Серра-Норте, на котором показаны соотношения между рудными телами, итабиритами, кангой и мафическими интрузивными породами:

1 — канга; *2* — рыхлые гематитовые руды; *3* — мафические интрузивные породы; *4* — твердые поверхностные гематитовые руды in situ; *5* — итабириты; *6* — геологические контакты; штриховой линией показаны предполагаемые контакты

между выходами твердого гематита или пустой кангой и залегающим ниже невыщелоченным итабиритом (рис. 4). Мощность рудных тел зависит, главным образом, от предела проникновения метеорных вод, выщелачивающих железистые формации. Рыхлая руда, по наблюдениям в штольнях, имеет темный красновато-коричневый или металлический серый цвет.

Результаты предварительного анализа размеров зерен на нескольких образцах показывают, что 24% руды имеют размеры зерен более $^1/_4$ дюйма (20 меш), а 76% — меньше этой величины.

При частичном отборе образцов рудных тел на площади № 1, который может или не может характеризовать другие неисследованные залежи, получено среднее содержание железа — более 65% (табл. 2). Содержание железа в рудных телах площади № 1, по-видимому, постоянно для всех глубин, достигнутых бурением (рис. 4). При бурении скв. 1D14 обнаружено уменьшение железа и соответствующее возрастание алюминия и кремнезема в интервале 20—40 *м*, где пересекается диабазовая дайка (рис. 5). Подобное

Таблица 2

Результаты химического анализа рудных образцов, взятых из месторождения Серра-дус-Каражас, %

Образец	Fe	P	SiO_2	Al_2O_3	Mn	TiO_2	S
A	63,47	0,228	0,97	2,64	0,04	0,44	0,019
B	68,13	0,079	0,47	1,13	0,04	0,20	0,020
C	66,58	0,068	0,77	3,72	0,62	—	—
D	67,55	0,035	0,61	2,58	0,09	0,02	0,003
E	69,11	0,014	0,68	0,03	0,03	0,005	—

Примечание: A — канга с площади № 4, Серра-Норте; B — твердая гематитовая руда с площади № 1, Серра-Норте; C — рыхлая руда из штольни № 1T1 площади № 1, Серра-Норте; D — рыхлая руда с поверхности, западная часть Серра-Сул; E — мелкие фракции из штольни № 1T1 площади № 1, Серра-Норте.

уменьшение содержания железа наблюдается и в интервале 120—200 *м*, что обусловлено наличием зон частично выщелоченного итабирита. С уменьшением содержания железа увеличивается содержание алюминия и кремнезема.

Выделены следующие минералы (подтверждено рентгеноскопией): гематит, спекулярит, магнетит, гетит и мартит. Текстура рыхлого гематита гранулярная или пластинчатая, обычные размеры зерен 0,03—0,2 *мм*.

Кристаллы магнетита изометричны, идиоморфны и изменяются в размере от 0,02 до 0,05 *мм*. Магнетит обычно окислен до гематита. Вдоль границ зерен и плоскостей кливажа магнетит превращается в мартит. Руда слабо магнитна, а в некоторых скважинах короткие интервалы в 1—2 *м* содержат до 40% магнетита; однако среднее содержание магнетита в руде составляет всего несколько процентов.

Гетит — наиболее важный вторичный материал — замещает гематит по границам зерен и в трещинах. Сопровождаемый гиббситом, он часто заполняет промежутки и пустоты.

Твердый гематит. Твердый гематит встречается на сводах холмов, где он обычно сохраняет слоистую структуру первичной руды и, кроме того, образует линзы и таблитчатые тела внутри мягких рудных залежей. Он состоит из металлически серого гематита и спекулярита и содержит железа 66% и более (табл. 2).

Поверхностный тип твердого гематита образует корку толщиной 10—20 *м* и обычно содержит больше воды и фосфора, чем подстилающие руды. Местами он частично выветрен и сцементирован гематитом или гетитом.

Мощность линз твердой руды под поверхностью — несколько метров. Нормальная текстура этого материала — массивная, однако иногда встречается реликтовое напластование; залегание может быть как согласным, так и несогласным по отношению к вмещающим породам. Несмотря на немногочисленные данные, считается, что твердый гематит, который отличается от поверхностного материала, в большинстве случаев является продуктом метаморфизма и переотложения окислов железа.

Канга. Склоны холмов и плоские участки плато покрыты пустой породой, или кангой, мощность которой 1—20 *м* (см. рис. 4). Канга состоит из неориентированных зерен гальки, обломков, сцементированных водными окислами железа и, в небольшом количестве, глиной. Обломочный материал образован главным образом гематитом, гетитом, итабиритом, магнетитом, галькой и валунами ранее образовавшейся канги и глинистыми минералами. Изредка цементный материал входит в другие породы, такие как филлит или сланец. Диаметр зерен обломков 1 *мм* или несколько дециметров.

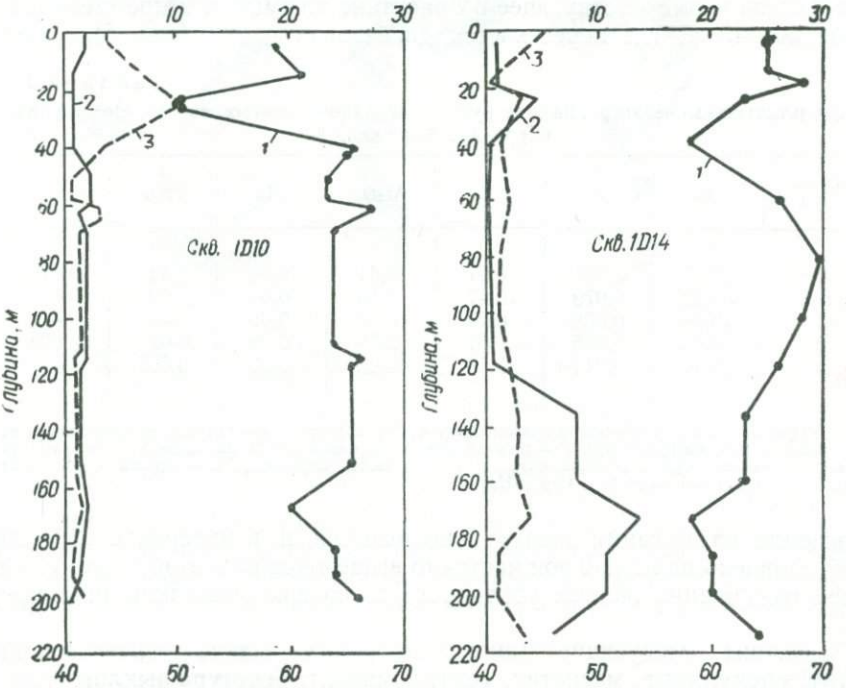


Рис. 5. Геохимические данные по профилям буровых скв. 1D10 и 1D14 на участке № 1, Серра-Норте, показывающие изменение содержания (в %) железа (*1*), кремния (*2*) и алюминия (*3*) с глубиной.

Результаты анализа нескольких случайных проб канги показали, что железа в ней содержится более 60%, а среднее содержание фосфора составляет 0,20% (табл. 2). Поверхностные воды, стекая по трещинам в канге, эродируют подстилающую мягкую руду, филлиты и сланцы, образуя большие каверны, особенно у краев плато. Считается, что канга образована при механическом распаде «кепрока» и последующей цементации обломков хемогенными смесями водных окислов железа, тонкозернистых окислов железа и глины. Вследствие эрозии и переноса поверхностных обломков образовалась канга на участках, которые не всегда подстилаются итабиритом или рудными залежами.

Происхождение рудных залежей. Формирование рассматриваемых залежей началась в раннем или среднем докембрии с ритмического отложения железосодержащих химических осадков, переслаивающихся с кремнистыми и аргиллитовыми осадками в мелководном бассейне, вероятно, примыкающем или связанным со стабильным кратонным регионом. Бассейн отложения имел длину с востока на запад примерно 300 *км* и ширину — 50—60 *км*.

Впоследствии неконсолидированные железистые осадки были погребены и уплотнены. В среднем докембрии бассейн прошел стадию орогенеза, сопровождающегося образованием сложных складок, сбросов, а также метаморфизмом. Складкообразование и, в меньшей степени, сбросовая деятельность оказали огромное влияние на последующее развитие рудных тел,

увеличивая мощность первичной породы. Железосодержащие осадки были метаморфизованы в итабирит. Затем в результате складкообразования и формирования трещин увеличилась проницаемость железистых формаций.

При эпейрогеническом движении пенеплен был поднят примерно на 700 *м* в тех участках, где большая его часть была разрушена эрозией, оставлявшей узлы и гребни устойчивых кварцитов и итабиритов. Защитный покров из канги предотвратил эрозию рыхлой руды, но оказался достаточно проницаемым для метеорных вод, вымывавших кремнезем из подстилающего итабирита, что привело к остаточному обогащению рудных тел, наблюдаемых в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

Amaral G.— Bol. Especial 1, 1969.

Amaral G.— in preparation Reconhecimento geocronologico do Pre-cambriano da regiao amazônica.

Almaraz J. S. U.— Bol. da Soc. Bras. Geol., **16**, 1, 1967.

Almeida F. F. M. de — Div. Geol. Miner., Bol. **241**, Rio de Janeiro, 1967.

Almeida F. F. M. et al.— Bol. Soc. Bras. Geol., **17**, 1968.

Barbosa et al.— Div. Geol. Mineral, **19**, Rio de Janeiro, 1966.

Dorr J. V. N. II.— Econ. Geol., **59**, 7, Brazil, 1964.

Dorr J. V. N. II.— Econ. Geol., **60**, 1, Brazil, 1965.

Kegel W.— Geologische Rundschau, **54**, 2, 1965.

Parada J. M. et al.— Div. Geol. Miner., Bol. **235**, Rio de Janeiro, 1966.

Tolbert G. E. et al.— Mineração e Metalurgia, **48**, 288. Rio de Janeiro, 1968.

М. В. Миткеев: В Вашей коллекции есть образец плотных массивных гематитовых руд. Как Вы объясняете образование подобных руд?

Г. Е. Тольберт: Образец плотной, массивной гематитовой руды не является типичным для руд района Серра-дус-Каражас. Плотные гематитовые руды здесь довольно редки. Несмотря на недостаточное количество данных о генезисе руд этого района, мы пытаемся объяснить образование линз плотных гематитовых руд с позиций метаморфической дифференциации, т. е. придерживаемся генетической концепции И. В. Дорра, который изучал образование сходных руд в штате Минас-Жераис (Бразилия).

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ПРОВИНЦИИ ХАМЕРСЛИ В ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

В. Н. МАКЛЕОД

(Австралия)

Провинция Хамерсли — это одно из крупнейших в мире месторождений железа. Продуктивность действующих рудников составляет в настоящее время более 30 млн. *т* в год. Запасы руды, содержащей более 50% железа, достигают здесь 18 млрд. *т*, из которых больше половины составляют гематито-гетитовые руды с содержанием железа 58—65%.

Железорудная провинция Хамерсли расположена в северо-западной части Западной Австралии, приблизительно в 1000 *км* севернее г. Перта. Район этот горист и засушлив. Полосчатые железистые образования общей мощностью свыше 1000 *м*, разделенные более мягкими доломитовыми и сланцевыми пластами, выделяются в рельефе в виде крутых извилистых хребтов и плато, возвышающихся до 500 *м* над вклинившимися между ними долинами. Удивительное гипсометрическое постоянство основных осадочных образований и четкая топография железистых пород дают возможность легко распознать потенциальные рудоносные зоны в железистых отложениях.

Большинство горных вершин в этом районе имеет пологую куполообразную форму и одинаковый уровень. Эти купола и плато являются остатками пенеплена предположительно раннетретичного возраста.

Современные реки протекают в основном в долинах с крутыми ущельями в нижней их части и пологими верхними склонами, на которых сохранились отложения более древнего кластического материала.

В эродированных останцах древней поверхности на более высоких уровнях обнаружены крупные гематитовые отложения. В долинах конгломератовые руды и отложения пизолитовых лимонитов образуют часть нижнего древнего профиля и также залегают в виде эрозионных останцов.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Нижнепротерозойские осадки и лавы группы Хамерсли отложились в овально вытянутом бассейне длиной около 500 и шириной 250 *км*. Породы этой группы представляют собой согласно залегающие осадки и лавы мощностью около 10 000 *м*. Определение абсолютного возраста радиометрическими методами свидетельствует о том, что сверхгруппа горы Брус отложилась 2200—1800 млн. лет назад. Ее можно подразделить на такие группы (сверху вниз): Вайлу — 3100 *м*; Хамерсли — 2700 *м*; Форстескью — 4200 *м*.

Таблица 1

Стратиграфическое подразделение группы Хамерсли

Формация	Порода	Мощность, *м*
Булгида	Железо, железистые сланцы	220
	Вулканические образования Вунгарра Риолитовые потоки, туфы, железо	600
Уилли Уолли	Железо, сланцы, долеритовые силли	550
Брокман	Железисто-кремнистые породы, сланцы, доломиты	675
Сланцы Мак-Ри	Сланцы, алевриты, доломиты, кремнистые породы	100
Сильвия	Железо, сланцы, кремнистые породы	40
Виттеннум	Доломиты, сланцы, кремнистые породы	150
Марра Мамба	Железо, кремнистые породы, сланцы	200

Базальная группа Фортескью несогласно залегает на архейских гранитах и диабазах блока Пилбара (возраст 2900 млн. лет). Вслед за аркозовыми песчаниками, крупнозернистыми песками и конгломератами в основании залегает мощная толща базальтовых потоков лав, в которых часто содержатся подушечные лавы. Встречаются многочисленные осадочные и пирокластические прослои, мощность которых увеличивается в направлении к верхней части группы, образуя переход к породам эпохи в основном химической седиментации, представленной группой Хамерсли.

Полосчатые железистые образования, кремнистые породы и доломиты — основные составные части группы Хамерсли. Грубых кластических осадков не обнаружено. Химические осадки подвергались интрузии мощных долеритовых силлей и в верхней части переслаиваются с кислыми лавами. Мощность полосчатых железистых пород составляет более трети общей мощности группы.

Породы группы Вайлу сформировались в условиях кластической седиментации и вулканизма, которые сопровождались интенсивной тектонической деятельностью (хотя все еще и продолжалась химическая седиментация с отложением на некоторых участках мощных кремнистых и доломитовых пластов).

Полосчатые железистые образования отложились одновременно с породами группы Хамерсли и поэтому имеют те же стратиграфические границы.

Литологический состав и мощность группы Хамерсли постоянны в пределах всей железорудной провинции (табл. 1).

Железорудные месторождения связаны с тремя основными железистыми формациями: Марра Мамба, Брокман и Булгида. Из них наиболее значительна формация Брокман, с которой связаны все крупнейшие месторождения провинции. Благодаря своей мощности и высокой сопротивляемости эрозии эта формация доминирует в топографии железорудной провинции и сравнительно легко выделяется во всех стратиграфических элементах группы Хамерсли.

В настоящее время ее подразделяют на четыре элемента (сверху вниз): сланцы Яндикуджина — 100 *м*; толща Джоффр — 360 *м*; сланцы Вейлбэк — 30 *м*; толща Дойлз Джордж — 180 *м*.

Основные гематитовые месторождения находятся в толще Дойлз Джордж. Дальнейшие работы показали, что толща Джоффр также может содержать руды.

СТРУКТУРА ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ ХАМЕРСЛИ

Породы групп Фортескью, Хамерсли и Вайлу отложились в главном межкратонном бассейне между архейскими блоками Пилбара и Йилгарн.

Главная ось бассейна, вероятно, сдвинулась со временем в южном направлении, а интенсивная тектоническая деятельность внесла изменения в структуру бассейна лишь к концу отложения группы Вайлу, причем она была пространственно ограничена южной и западной окраинами бассейна.

Осадки группы Хамерсли занимают промежуточное положение между залегающими в основном полого породами группы Фортескью и сильно измятыми породами группы Вайлу в южной части. Северная половина бассейна Хамерсли практически не нарушена, и породы там плавно выгибаются в широкий синклинорий со средним падением менее 5°. В пределах этой широкой структуры выделяют локальные зоны со значительными флексурами, сопровождающимися сбросами, но такие структурные особенности, как правило, сглаживаются на малых расстояниях.

Центральная зона бассейна более складчата. Здесь можно выделить два перпендикулярных направления складчатости, вызывающие кулисообразное расположение куполов и бассейнов. Крылья основных структур в этой части провинции наклонены на 30—60°, но сложная складчатость второго и третьего порядков накладывается на эти главные структуры, особенно в осевых зонах складок и по соседству с зонами главных разломов. Именно эти второстепенные структуры обеспечивают самые важные месторождения железа в пределах провинции. Все основные рудные тела в пределах зоны, где складчатость переходит от умеренной к интенсивной, залегают внутри или вблизи синклинальных трогов.

Здесь можно наблюдать переходы от совершенно полого залегающих ненарушенных пород до пород перевернутых и образующих изоклинальные складки. Несмотря на различную интенсивность складчатости, степень метаморфизма очень низкая.

Железорудные месторождения

В железорудной провинции Хамерсли выделяют четыре основных типа железной руды. Эти руды являются переходными и отражают различные степени длительных процессов обогащения материнской полосчатой железистой формации и различные условия, при которых происходило обогащение.

Твердая массивная гематитовая руда (голубая руда). Содержание железа, как правило, 64—69%. Содержание фосфора менее 0,05%, а кремнезема и глинозема — менее 1%. Низкое содержание кристаллизационной воды. Гематит в виде небольших лезвиеобразных кристаллов произвольной ориентации— преобладающий минерал наряду с очень незначительным содержанием гетита.

Полосчатые гематито-гетитовые руды. Пластинчатая текстура исходной железистой породы хорошо сохранена; переслаиваются слои с разным соотношением гематит — гетит. Местами отмечаются пустоты между слоями. Содержание железа 58—64%, фосфора — до 15, в среднем — около 0,1%. Кремнезема и глинозема содержится до 3, а связанной воды — 6%. Это наиболее часто встречающийся в провинции тип руды, являющийся переходным к первому типу и залегающий совместно.

Конгломератовые руды. Обломки массивного твердого гематита сцементированы хрупкими лимонитом и гетитом. Обычно встречается в соединении с указанными выше рудами и имеет промежуточный состав.

Пизолито-лимонитовые руды. Распространены в древних высыхающих каналах, плоских холмах и сланцах. Состав руды следующий: гематит, магнетит, гетит и лимонит. Содержит 50—60% железа, мало фосфора и много воды — до 10—12%.

Гематитовые и гематито-гетитовые руды

Гематитовые и гематито-гетитовые руды встречаются в полосчатых железистых формациях Булгида, Брокмана и Марра Мамба, а незначительные локальные обогащения железом отмечаются в менее мощных железистых образованиях Уилли Уолли. Все месторождения, представляющие промышленный интерес, располагаются в железистой формации Брокман, особенно в Дойлз Джордж.

Эти три основные железистые формации имеют в целом сходный минеральный состав с первоначальным содержанием железа около 30%, причем железо присутствует в виде магнетита. Кремнезем и карбонатные минералы слагают остальную часть породы; встречаются также стильпномелан и амфиболы с рибекитом и крокидолитом.

Железистая формация Булгида имеет более тонкую слоистость, чем первые две более древние формации, содержит примесь кластического материала.

Железистая провинция Марра Мамба характеризуется мощными включениями кремнистого материала и, по-видимому, меньшим содержанием железа, чем остальные две — более молодые.

Гематито-гетитовые рудные зоны встречаются практически во всех районах, где железистая формация Брокман выходит на поверхность. По площади они занимают от нескольких гектаров до нескольких квадратных километров, а мощность руды в поверхностной коре составляет несколько метров, достигая в глубинных трогоподобных структурах 100—300 *м*. Из нескольких сотен рудных зон, пригодных к разработке, только две эксплуатируются — месторождения Том Прайс и Вейлбэк, суммарные запасы которых превышают 1500 млн. *т* богатых гематитовых и менее богатых гематито-гетитовых руд.

Самые крупные гематитовые тела обнаружены вдоль главной оси эллипсовидного бассейна Хамерсли и к югу от нее. Это, несомненно, связано с более интенсивной складчатостью и образованием сбросов в железистых формациях южной половины бассейна. В северной части, т. е. в главном синклинории системы Хамерсли, залежей руды нет или они очень незначительны по размерам и обогащенности железом в нескладчатых участках, но появляются в районах местных флексур по крыльям синклиналей. В некоторых районах интенсивно развиты пластинчатые гематито-гетитовые руды на останцах более древней поверхности даже там, где породы не образуют складок. Такие рудные зоны могут содержать достаточное количество обогащенных железом пород, но степень обогащенности разная.

Основные районы рудных месторождений находятся в синклиналях гор Брокман и Тернер, в антиклинали Уилли Уолли, в горных системах Пар-

рабурду и Офтальмиа и связанных с ними возвышенностях. Эти районы дают свыше 80% запасов гематитовой руды провинции.

Гематито-гетитовые рудные тела железорудной провинции Хамерсли образовались в результате обогащения материнской формации полосчатых железистых пород в гипергенных условиях. Это применимо ко всем гематитовым месторождениям провинции. Степень обогащения, текстура руд и размеры месторождений изменяются в зависимости от интенсивности гипергенных процессов.

Нет убедительных данных в пользу того, что эти руды представляют собой первичные концентрации. Гипогенное происхождение также маловероятно, поскольку железистые формации вокруг месторождений неметаморфизованы и на них не повлияли интрузии изверженных пород. Многочисленные долеритовые силли и дайки производят лишь незначительное контактно-метаморфическое изменение вмещающих пород, и их нельзя рассматривать как причину крупномасштабных метасоматических преобразований, приведших к образованию этих огромных железорудных тел.

Исходя из текстуры и минералогических особенностей руд, можно заключить, что в их обогащении участвовало несколько процессов.

1. Выщелачивание кремнезема и карбонатов из проторуд, в результате чего получается обогащенный остаточный продукт, содержащий 50—60% железа. Исходный магнетит окисляется в гематит; какая-то его часть соединяется с водородом, образуя гетит и другие водные окиси железа.

2. Выполнение пустот и плоскостных полостей в выщелоченной руде вторичными окислами железа, главным образом гетитом, в результате чего образуется более плотная руда, в которой все еще легко различимы остатки первоначальной слоистости. Плотная руда обычно содержит 60—64% железа; кремнезема меньше, чем в выщелоченной пористой руде, но в содержании фосфора различий нет.

3. Перекристаллизация окислов железа и обезвоживание, в результате чего образуется серо-голубая массивная гематитовая руда, приближающаяся к теоретическому составу чистого гематита (69, 94%). Совместное содержание кремнезема и глинозема составляет менее 1%, а содержание связанной воды — менее 0,5%.

Массивная голубая руда соответствует высшей точке процесса обогащения. Она реже встречается у поверхности и наиболее развита в глубоких частях отчетливо выраженных синклинальных трогов, таких как гора Вейлбэк.

Большинство гематито-гетитовых месторождений выходят на поверхность на останцах древнего комплекса. Эта древняя поверхность настолько хорошо сохранилась в пределах всей железорудной провинции Хамерсли, что ее первоначальную топографию можно реконструировать на глаз на больших пространствах. До реактивации дренирующих систем рельеф, по-видимому, имел вид полого-куполообразных холмов. Склоны последних срезали напластовывающиеся железистые формации, которые разделялись широкими плоскими долинами. В современном эрозионном цикле реки проникли в более древние зрелые долины и образовали глубокие ущелья. В гористых районах купола были срезаны и образовались отдельные горные массивы, ограниченные крутыми утесами. Руды выходят на поверхность в глубоких ущельях, которые были прорезаны в течение нынешнего эрозионного цикла. Наблюдаемая кровля руды обычно является остатком древней эрозионной поверхности. Руда, как правило, прослеживается вниз от этой поверхности до основания железистой формации Брокман вплоть до подстилающих сланцев Мак-Ри.

Это устойчивое соотношение между рудными телами и древней поверхностью давало основание считать, что гематитовые месторождения образовались после или на последней стадии образования этой поверхности (Маклеод и др., 1963; Кампака и др., 1964). Однако то, что этот процесс протекал в ограниченных масштабах, неоспоримо.

Во время более раннего эрозионного цикла расчленение осадков группы Хамерсли прошло достаточно сильно, оставив множество маломощных образований железистой формации Брокман в качестве остаточных продуктов эрозии в ядрах синклиналей. Ясно, что расчленение железистых формаций эрозией было уже далеко зашедшим процессом еще до приобретения зрелости хамерслийской поверхностью и задолго до начала текущего эрозионного цикла.

Многие из этих изолированных остаточных образований представляют собой крупнейшие гематитовые месторождения в результате почти полного преобразования пород железистой формации Брокман в гематито-гетитовую руду. Едва ли возможно, чтобы рудные тела такого высокого качества и таких размеров образовались в пределах этих остаточных формаций после достижения зрелости поверхностью, поскольку тогда для этого не хватило бы железа. Эрозионные останцы стали бы закрытыми системами и масштаб обогащения железом вызвал бы глубокие и заметные изменения в окружающих железистых образованиях.

Другая теория происхождения, которая лучше согласуется с наблюденными характеристиками и распределением рудных тел, основана на том предположении, что руды очень древние и их образование шло параллельно с разрушением поверхности земли, особенно с продолжающейся эрозией железистой формации Брокман. Существующие в настоящее время рудные зоны представляют собой конечный продукт длительного процесса физического разрушения и химической концентрации железа в первичных железистых образованиях. Рудные тела являются практически остаточными телами, обогащенными железом, значительная часть которого происходила из вышележащей железистой толщи, сейчас разрушенной эрозией.

Развивающееся сверху вниз обогащение железистой формации происходило вследствие просачивания воды до уровня грунтовых вод со времени выхода железистой формации на дневную поверхность. Дожди растворяли относительно ничтожные количества железа и кремнезема, которые сносились вниз к уровню грунтовых вод. На уровне грунтовых вод железо окисляется и осаждается в виде окиси, а кремнезем остается в растворе. Зона сезонного колебания уровня грунтовых вод становится, таким образом, вторично обогащенной железом. В складчатых районах и там, где отмечаются значительные зоны разломов, движение подземных вод происходит по каналам в таких структурах, как синклинальные троги или зоны интенсивной складчатости волочения на крыльях основных складок.

В Бразилии Дж. Дорр (1964) наблюдал, что максимальное обогащение итабиритов железом при гипергенезе достигает 63—65,5%. Дж. Дорр сделал вывод, что гематит не мог образоваться непосредственно в результате гипергенного обогащения и что должно оставаться значительное количество гетита.

Эти выводы применимы ко многим зонам в железорудной провинции Хамерсли; но в двух крупных рудных телах, которые сейчас разрабатываются, процесс обогащения зашел далеко за верхний предел, установленный Дорром. В обоих этих телах содержится значительное количество массивного очень чистого гематита.

Для достижения такой чистоты рудного материала, очевидно, необходимо метасоматическое замещение ранее существовавшей руды и прямая кристаллизация гематита. Результаты исследования под микроскопом свидетельствуют о том, что так и было на самом деле, поскольку более чистая массивная руда состоит из пластинок и иголочек гематита при практическом отсутствии восьмигранников мартита, которыми так изобилуют гематито-гетитовые руды. Эти пластинки и иголки соответствуют, по всей видимости, поздней стадии кристаллизации и, возможно, есть какой-то смысл, в том, что чистые массивные руды залегают, в основном, на большой глубине. Для месторождений Вейлбэк и Том Прайс эти глубины достигают 100 и 200 *м*; конечно, они могли быть гораздо бóльшими в то время, когда

образовался рудный материал. На перекристаллизацию гематита, вероятно, влиял температурный эффект, зависящий от глубины.

Одним из следствий теории генезиса железных руд путем все увеличивающегося просачивания вниз богатых железом подземных вод и одновременного уменьшения мощности железистой формации в результате эрозии является то, что в синклинальных трогах, которые еще недостаточно глубоко эродированы, чтобы полностью открыть зону базального обогащения, могут содержаться значительные запасы гематита. Многие синклинальные области не оправдали надежд исследователей; возможно, такие структуры открывают лишь самые верхние зоны частичного обогащения и на глубине может быть гораздо более высококачественная руда. Залегание очень богатой руды на глубинах ниже 300 *м* в месторождении Вейлбэк, по-видимому, не единичное, хотя в этом частном случае складчатость интенсивная и во вмещающих железистых породах существуют очень глубокие троги.

На обогащение железом пород железистой формации, видимо, повлияла различная их проницаемость. Второстепенная складчатость варьирует вплоть до складок с микроскопической амплитудой, и такие зоны резкой волнистости часто служат местами рудообразования. Крупные рудные тела нередко залегают вблизи крупных разломов, таких как Вейлбэк и Парра-бурду.

Дж. Блокли (1969) показал, что между вмещающим комплексом Дойлз Джордж железистой формации Брокман и составными частями рудного тела можно установить взаимосвязь. Стратиграфическое единство сохранено, но отмечается уменьшение мощности. Блокли определил, что мощность пород 71 *м* в Дойлз Джордж соответствуют мощности железной руды 36 *м*.

Таким образом, уменьшение объема и увеличение содержания железа в исследуемом районе можно объяснить привносом железа в систему и удалением других составных частей.

Пизолито-лимонитовые руды

Пизолито-лимонитовые руды встречаются в виде остаточных покровов на плоскогорьях и хребтах с пологими вершинами вдоль путей ископаемых дренирующих каналов. В некоторых местах они залегают в широких долинах у слияния внутренних дренирующих систем.

Этот тип руды представлен практически в каждой дренирующей системе провинции, которая в прошлом принимала сток вод с обширных районов железистых формаций Брокман и Марра Мамба. Несомненно то, что эти высокожелезистые осадки являются первоначальным источником железа в речных и озерных скоплениях пизолитового лимонита. Данный тип руды развит преимущественно в западной части железорудной провинции в дренирующих системах Роуб Ривер и Дак Крик.

В пизолито-лимонитовых отложениях количество железа достигает 40—60% при общем объеме его в зоне 52—58%. Результаты бурения показали, что во многих месторождениях есть доступные для разработки участки со средним содержанием железа 55—58%. В этой более обогащенной руде общее содержание кремнезема и глинозема составляет менее 10, связанной воды — 10—12%; фосфора и серы, как правило,— менее 0,05%, титана — менее 0,2%.

Запасы руды этого типа в железорудной провинции Хамерсли составляют не менее 6000 млн. *т*.

Окислы железа в пизолитовой руде включают аморфный изотропный лимонит, гетит и маггемит. Эти минералы встречаются как составные части в пизолитах и в цементирующей массе породы между пизолитами. Пизолитовая текстура руды хорошо прослеживается как при рассмотрении образца на глаз, так и под микроскопом. Диаметр большинства пизолитов составляет 1 — 3, в отдельных случаях до 5 *мм*, а иногда 0,1 *мм* и менее.

Цементирующая пизолит масса обычно состоит из колломорфного изотропного лимонита от желтого до коричневого цвета или черного блестящего гетита. В одних зонах лимонитовый цемент плотный и придает руде стекловидный блеск и субраковистый излом, в других — пористый цемент, и такая руда хуже сцементирована. Пустоты и поры нередко частично выполнены опаловидным кремнеземом и травертином.

Под микроскопом видно, что большая часть пизолитов — это сложные тела с четко выраженной концентрической слоистостью, отражающей последовательные стадии нарастания окислов железа. Большинство пизолитов покрыто гематитом, и вокруг них наблюдается чередование тонких пластинок гетита, гематита и маггемита. Дж. Хармс и Б. Морган (1964) утверждают, что содержание гематита в пизолитах уменьшается с увеличением расстояния от первоисточника железа.

Руда в целом практически не содержит жильных пород, хотя вблизи склонов древней долины она, как правило, засорена обломками близлежащих пород.

Глинистые пласты и линзы обычно переслаиваются с рудой. Общей особенностью последней является появление в ней трещин и трубочек, заполненных глиной. Многие рудные тела месторождений имеют четкую вертикальную трещиноватость, которая связывается с усадкой во время диагенеза. Эти трещины способствовали проникновению глины сверху.

Пизолито-лимонитовые руды в общем однородны по минеральному и химическому составу в пределах всей железорудной провинции Хамерсли, имеют устойчивый и ритмичный характер распределения. Наличие однотипных месторождений пизолито-лимонитовых руд в различных частях региона, имеющих одинаковый возраст и геоморфологическую связь с образованиями протерозойских осадков, дает основание предполагать, что условия, благоприятные для накопления железной руды этого типа, существовали на больших территориях.

Исходя из закономерного распределения месторождений по отношению к известным дренирующим системам, несомненно, что эти области сноса являются источником железа во вторичных аллювиальных месторождениях. Однако относительно механизма переноса железа и процессов, вызвавших отложение лимонита, существуют различные теории.

Прямое химическое осаждение. Накопление железа является результатом химического осаждения железа непосредственно из железосодержащих растворов, которые попали в дренирующие каналы. Химические условия в этих каналах должны были благоприятствовать быстрому отложению железа.

Выщелачивание кремнезема из железистых образований наносов в речных руслах и замещение его железом из железосодержащих растворов. Железо переносится в растворе в дренирующие каналы, лимонитовые образования возникали в них из обломков, богатых железом и составляющих значительную часть формирующихся таким путем месторождений.

Кластическое накопление железистых обломков в результате выветривания обогащенных железом пород. В значительной мере обогащение железом (и гидратация окислов железа) произошло вследствие выветривания железистых образований. Эрозия дезинтегрировала железистый материал и отложила его в виде пологих полос в дренирующих каналах точно так же, как при отложении россыпей.

Однако один единственный процесс не мог обусловить все особенности лимонитовых месторождений. По всей вероятности, все три упомянутые выше процесса, а, возможно, и другие действовали в различной степени в разных частях региона.

Важным ключом к пониманию генезиса пизолитовых лимонитов являются геоморфологические особенности месторождений. Одной из наиболее

интересных геоморфологических особенностей железорудной провинции является наличие многочисленных останцов более древней эрозионной поверхности, включающей горы с пологими вершинами, разделенные широкими плоскими долинами с мощными отложениями коллювия. Практически единственными составными элементами этих коллювиальных отложений являются обломки железистых и кремнистых пород.

Во многих местах в истоках дренирующих систем можно наблюдать тесную связь, по-видимому, взаимопереходы между пизолитовым лимонитом и обломками железистых пород. Лимонит в широком масштабе развит только там, где длительное время существовали дренирующие системы. Лимонита меньше в тех местах, где обезвоживание происходило по извилистым каналам или было диффузионным. Он приурочивается к линейным вытянутым зонам, представляющим русла концентрированных и непрерывных потоков воды в течение длительного промежутка времени.

Можно сделать вывод, что как пизолитовый лимонит в речных долинах, так и зоны перемежаемости пизолитов и конгломератов в горных районах являются проявлениями одного и того же длительного процесса преобразования обломков в пизолитовый лимонит, проходящего параллельно с эволюцией древнего рельефа.

По мере эрозии рельефа обломки железистых образований непрерывно поступали в устойчивые дренирующие системы. Движение подземных и поверхностных вод по этим каналам вызвало преобразование и обогащение железом обломочного материала, в результате чего образовался пизолитовый лимонит.

Процесс преобразования обломочного материала должен включать привнос железа и селективный вынос всего кремнезема; и это точно такой же химический процесс, как и в случае образования зон гематитовой руды. Дренирующие каналы можно рассматривать как выполняющие ту же роль проводящих каналов, что и синклинальные троги при формировании гематитовых месторождений in situ. Эта концепция предполагает однотипный генезис гематитовых и пизолитовых руд, образовавшихся в результате обогащения полосчатых железистых пород железистой формации, и агентами обогащения были подземные и поверхностные воды, действующие в течение длительного времени в ограниченном пространстве.

Скорее всего — это длительный прогрессирующий цикл эрозии, обогащения и перемещения по течению продуктов обогащения. В связи с тем, что нет достаточных стратиграфических данных, нельзя сколько-нибудь точно определить возраст отложений пизолитовых лимонитов. В системе Роуб Ривер пизолиты залегают выше конгломератов нижнемелового возраста, но в других местах возрастные соотношения противоречивы.

Конгломератовые руды

Эти руды, как правило, встречаются совместно с крупными гематито-гетитовыми месторождениями в виде обломочных покровов у подножья гор. Такие конгломераты представляют собой сцементированные обломки железной руды, которые образовались вследствие разрушения гематито-гетитовых рудных тел. Отдельные конгломератовые руды имеют более сложное происхождение и, по-видимому, являются продуктом обогащения обломков пород железистой формации теми же процессами выщелачивания кремнезема и переноса железа, что и в случае формирования гематитовых месторождений.

В верхних террасах многих речных долин можно наблюдать переход пизолитового лимонита в нижней части долины в рудный конгломерат, состоящий из угловатых обломков чистого гематита с цементом из пизолитового лимонита. Большая часть конгломератовых руд размещается по таким террасам в виде остаточных продуктов эрозии на террасах зрелых долин.

Таблица 2

Химический состав железных руд железорудной провинции Хамерсли, %

Компонент	Руда				
	пластинчатая выщелоченная	плотная полосчатая	массивная голубая	конгломератовая	пизолито-лимонитовая
Fe	55—60	58—63	66—69	60—64	52—60
P	0,05—0,15	0,05—0,15	0,02—0,05	0,05—0,1	0,02—0,06
SiO_2	6—8	2—5	0,1—0,5	2,4	4—10
Al_2O_3	3—4	2—3	0,1—0,3	2—3	1—3
S	00,1—0,05	0,01—0,05	0,01—0,05	0,01—0,05	0,01—0,05

Состав конгломератовых руд промежуточный между гематито-гетитовыми рудами и пизолитовыми лимонитами (табл. 2). Там, где они встречаются в больших количествах, их легко можно разрабатывать, поскольку при дроблении материал, утрачивая лимонит, становится на несколько процентов богаче.

ЛИТЕРАТУРА

Blockley J. G.— West Australia Geol. Survey Ann. Rept., 1968.
Campana B. et al.— Aust. Inst. Mining & Metall. Proc., **210**, 1964.
Dorr J. van N.— Econ. Geol., **59**, 7, 1964.
Macleod W. N.— West. Australia Geol. Survey Bull., **117**, 1966.
Trendall A. F.— West. Australia Geol. Survey Bull., **119**, 1970.
Harms J. E. a. Morgan B. D.— Aust. Inst. Mining & Metall. Proc., **212**, 1964

ОБОГАЩЕНИЕ ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД РАЙОНА КЕДИА Д'ИДЖИЛ В МАВРИТАНИИ

Ф. Г. ПЕРСИВАЛ

(Великобритания)

Кедиа д'Иджил — гора-останец докембрийских пород.

Кварциты, сланцы и полосчатые железняки, развитые вдоль ее северных краев и склонов, распространяются в основном в направлении восток — запад приблизительно на 24 *км* и круто падают к югу. К западу полоса этих образований сужается и погружается до уровня низменности. К востоку эта система расширяется и достигает около 10 *км* в направлении север — юг. Она поднимается до 300—500 *м* над долиной Сахары, которая в этих местах сложена главным образом ортогнейсами, покрытыми барханами, рыхлым покровом из песка, гравия и валунов. Южнее пояса пород с согласным напластованием гора покрыта так называемой брекчией (рис. 1). По обоим концам горной системы в ее простирании отчетливо выделяется изгиб в направлении СЗ — ЮВ, и как раз там залегают крупнейшие обогащенные рудные тела. Полосчатые железняки образованы в основном из перекристаллизованных слоев гематита и кварцита, имеющих различную толщину, не превышающую, однако, 5 *мм*. Названные породы напоминают бразильские итабириты, хотя при разработке их обычно называют полосчатыми гематитовыми кварцитами. Горную систему, в которой расположены глубокие каньоны, пересекает ряд разломов в направлении приблизительно с севера на юг. На рис. 1 они не показаны.

Ф. Блондель (1952) описал Кедию, а А. Бланшо (1955) более подробно исследовал отложения, их брекчиевый покров и описал также конгломерат, содержащий брекчии, в которых встречаются глыбы размером с голову верблюда, обнажающиеся в ущелье Оум-эль-Хбел, на южном крае системы (рис. 1). Р. Летбридж и Ф. Персивал (1954) описали распространения желез-

ных руд и результаты изыскательных работ, выполненных до 1953 г. Статьи по специальным аспектам этих месторождений опубликованы Хьювелином (1963), Болдуином и Гроссом (1967) и Персивалем (1967).

К востоку от Кедии залегают полого падающие на восток кембрийские песчаники с доломитами, образующие вертикальное обнажение на 300 *км* к юго-западу до оазиса Атар. Эти песчаники залегают выше докембрийских пород в восточной части Кедии — значительно ниже гребня горной системы. А. Бланшо (1955) считает, что, по-видимому, более высокие части Кедии никогда не были покрыты этими породами и она стояла подобно острову в кембрийском море. В Оум-эль-Хбел палеозойские песчаники переходят

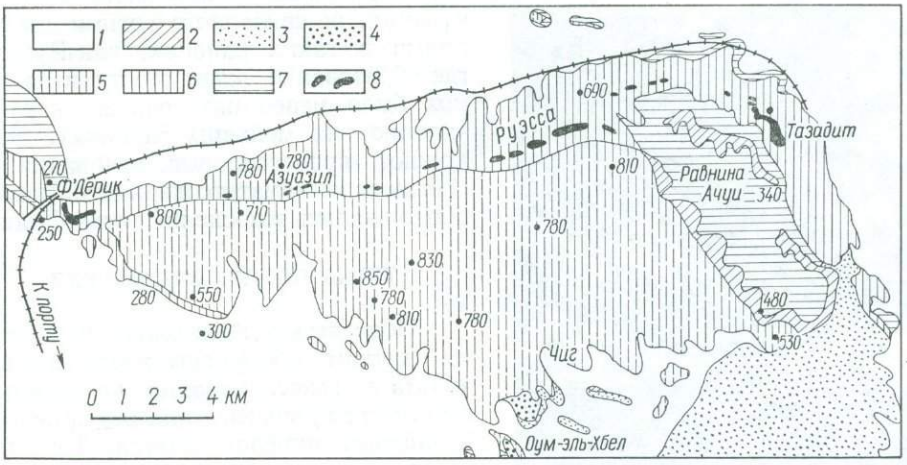


Рис. 1. Геологическая карта района Кедиа д'Иджил с некоторыми упрощениями:
1 — песок, гравий, валуны («рег»); *2* — канга; *3* — кембрийские песчаники; *4* — конгломераты; *5* — брекчии; *6* — полосчатые гематитовые кварциты и полосчатая брекчия; *7* — сланцы; *8* — видимая руда.

в конгломератовые фации, в которых можно обнаружить крупные глыбы брекчии.

Образование складчатости итабиритовой толщи Кедии завершилось в докембрии, и нет никаких оснований предполагать, что итабириты вдоль хребта когда-либо были покрыты послекембрийскими породами, если не считать локализированные поверхностные кангу и латериты. Тектонические условия в Ф'Дерике и Тазадите были, по всей вероятности, благоприятны для выщелачивания в течение какого-то времени в докембрии.

Относительно происхождения брекчии д'Иджил — этого необычного типа пород выдвигались различные теории. Эти породы образуют покров, простирающийся от края южного обнажения крутопадающих итабиритов к югу на расстоянии до 7 *км* и более, где слагают стены ущелья высотой более 100 *м* вдоль южной границы Кедии. Раньше исследователи называли эти породы тектонической брекчией. Это конгломерат, состоящий из окатанных глыб итабирита, сцементированных в основном кремнистыми породами. К востоку от Руэссы итабирит местами сохранился в процессе смятия и образовал брекчию, несомненно, тектоническую (рис. 2), образовавшуюся одновременно с поднятием горной системы. В глубоких ущельях на юге «брекчиевые» глыбы хорошо окатаны и, очевидно, подверглись воздействию воды, причем в них есть линзовидные прослойки песка. Можно заключить, что весь брекчиевый конгломерат образовался на круто наклоненной погружающейся береговой плоскости, причем глыбы были раздроблены и окатаны в водных глубинах.

В отдельных местах брекчия и пластовая брекчия незначительно обогащены гематитом и сохраняют брекчиевую текстуру. П. Хьювелин (1963) отмечает, что на одном участке в восточной Руэссе брекчиевая текстура в

рудах сохранилась. Это свидетельствует о том, что руда образовалась после возникновения брекчии, а поскольку пластовые рудные тела образуются по складкам и разломам (Waldwin, Gross, 1967), которые моложе складчатости в итабиритах, можно предположить, что они возникли позднее брекчии. По-видимому, выщелачивание кремнезема из полосчатых пород произошло не так давно или же после образования брекчии. Подавляющая часть основных пластовых рудных тел залегает в северной части развития полосчатых кварцитов, а обогащенные брекчии — в южной.

Мощные образования богатой пластовой руды на двух участках, где происходило больше всего тектонических движений, не исключают длительного периода более спокойного выщелачивания, не связанного с этими движениями в таких районах, как Руэсса, где образование складчатости и разломов было менее интенсивным и руды залегают на меньших глубинах. Возможно, процессы выщелачивания и обогащения гематитсодержащих пород продолжались и после поднятия Кедии.

Рис. 2. Итабирит (полосчатая брекчия) района Руэссы.

ТИПЫ ОБОГАЩЕННЫХ РУД

Полосчатые железняки (итабириты) местами обогащены железом в результате выщелачивания кремнистых прослоев с привносом или без привноса вторичных окислов железа. Там, где вторичные окислы железа полностью заместили выщелоченный кремнезем, образовались плотные и чистые гематитовые руды с содержанием железа 67% и более. Месторождение Ф'Дерик, расположенное в западной части горной системы, в основном такого типа. Первичные слои мелкозернистые и плотные; вторичные — менее плотные и в некоторых случаях стекловидные. В других месторождениях Кедии, где выщелоченные прослои кремнезема не были замещены вторичными окислами железа, остаточные полосы гематита могут еще сохраняться, но, как правило, они разрушаются, образуя обломки в виде слоенного пирога, называющиеся «пластинчатыми» рудами. В некоторых местах кремнистые прослои первоначально содержали диспергированные крошечные зерна окислов железа, и этот нерастворимый гематит кое-где оставался после выщелачивания кремнезема в виде мелкозернистой порошкообразной руды. В месторождениях Руэссы (рис. 3), приблизительно в центре горной системы Кедии, встречаются как пластинчатые, так и порошкообразные руды, а также некоторое количество плотных руд, где прослои кремнезема были замещены вторичными окислами железа (Персивал, 1967). Залежи Руэссы менее нарушены, чем Ф'Дерике и Тазадите (по краям горной системы), и обогащенная руда Руэссы залегает на меньшей глубине.

Месторождение Тазадит, расположенное в восточной части системы, также содержит все три типа руд: массивную, пластинчатую и порошкообразную. Кроме того, здесь выявлены еще не полностью выщелоченные итабириты, где кремнезем сохраняется в виде порошка.

Все эти типы руд образовались непосредственно в районе полосчатых итабиритов. В ряде мест выделяются сравнительно небольшие залежи руд, образовавшихся в результате обогащения железом брекчий (например, в Азуазиле и на небольшой вершине в 500 *м* юго-восточнее Руэссы); они обнаружены также в верхней части долины Оум-эль-Хбел. Эти залежи на-

ходятся южнее зоны, где происходило основное обогащение с образованием высокожелезистых полосчатых итабиритов. Их текстура такая же, как и у брекчий, но обогащение железом могло быть частично вкрапленным, а не проходить с замещением целых участков итабиритов. Вторичные окислы железа выполняют трещины и другие полости и спрессовываются вокруг обломков. Там, где итабирит можно распознать, он, как правило, дважды перекристаллизован.

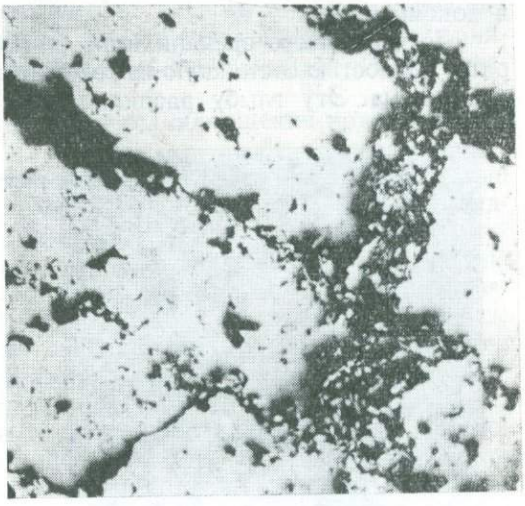


Рис. 3. Плотная руда района Руэссы.
Скв. RB1; гл. 16,4 *м*; свет проходящий. Видны полосы первичного (массивного) гематита и секущие их полосы вторичного спекулярита.

В статье Р. Летбриджа и Ф. Персиваля (1954) о Форт-Гуро высказывалось предположение, что едва ли все выщелачивание кремнезема из полосчатых пород произошло во времена докембрия. Эта мысль была подсказана тем фактом, что некоторые докембрийские конгломераты, с которыми автору настоящей статьи пришлось столкнуться в Индии, содержат гальку, обогащенную гематитовой рудой почти того же типа, что и в Ф'Дерике. Позже А. Бланшо сообщил о существовании кембрийского конгломерата, состоящего из глыб размером часто с голову верблюда на юго-восточной окраине Кедии. Ф. Персивал установил, что в целом глыбы в конгломерате состоят из обычной необогащенной «брекчии», которая в этой южной местности была типа конгломерата, т. е. глыбы кембрийского конгломерата сами по себе были

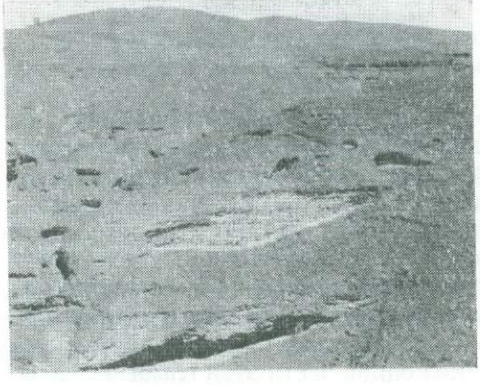


Рис. 4. Конгломераты района Оум-эль-Хбел, заполняющие докембрийскую долину.

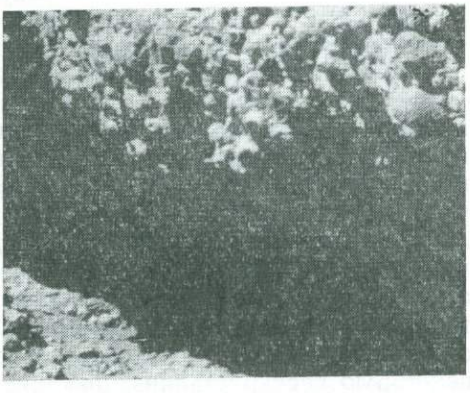


Рис. 5. Конгломераты района Оум-эль-Хбел.

в основном обломками пород более древнего возраста. Цемент в этом кембрийском конгломерате большей частью кремнистый. Автор обнаружил гематитовые глыбы в крупных блоках кембрийского конгломерата (рис. 4, 5). Гематитовые глыбы хорошо окатаны, и нет никаких сомнений в том, что обогащение завершилось еще до попадания глыб в конгломерат Оум-эль-Хбел. Эти глыбы очень тверды, их труднее разбить, чем массивные гематитовые породы Ф'Дерика. Большинство из них имеют плотность (3,9—4,4) меньшую, чем гематитовые породы Ф'Дерика. Плотность итабиритов Кедии около 3,4. Плотность необогащенной брекчии, конечно, почти та же, что и итабирита.

При исследовании под микроскопом выявлено значительное количество кремнезема в большинстве гематитовых глыб, а текстура почти всех их, изученная до настоящего времени, напоминает текстуру обогащенной брекчии, а не нормально выщелоченных и обогащенных итабиритов. Если принять кембрийский возраст конгломератов, обогащение руд гетитом произошло в докембрии.

До настоящего времени автор статьи нашел лишь одну глыбу конгломерата, полностью состоящую из твердого гематита с очень малым содержанием кремнезема. Эту глыбу распилили по двум взаимно перпендикулярным

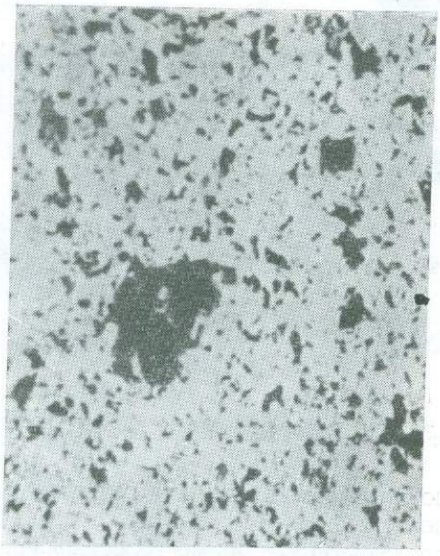


Рис. 6. Гематитовая галька (№ 1) из конгломератов района Оум-эль-Хбел.

В проходящем свете видны проявления выщелачивания. Галька сложена почти сплошным гематитом в сочетании с очень небольшим количеством кварца.

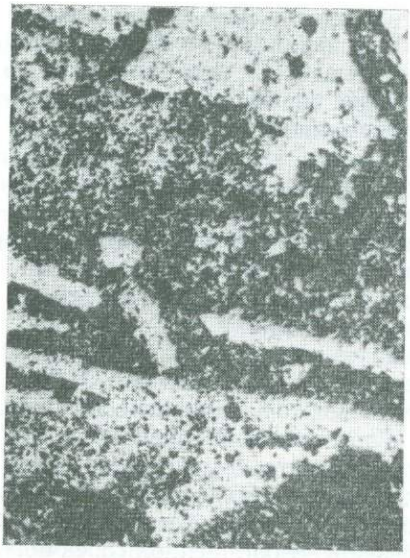


Рис. 7. Гематитовая галька (№ 4) из конгломератов района Оум-эль-Хбел.

Свет проходящий. Подавляющее количество кремнезема из этого участка было выщелочено; изменилась структура первичного гематита (гематит белый, кварц серый, пустоты черные).

плоскостям. В ней можно было видеть некоторые признаки слоистости или полосчатости, но между этой гематитовой породой и обогащенными пластовыми рудами нет близкого сходства. Эта глыба не брекчирована. При наличии в гематите нескольких полостей в них развились более крупные кристаллы гематита, а во многочисленных крошечных пустотах найдено небольшое количество перекристаллизованного кварца. Эти пустоты располагаются с некоторой закономерностью, но не так четко выраженной, как полосчатость пластовых руд. Однако не исключено, что этот образец представляет собой глыбу гематита с высоким содержанием железа, которая претерпела некоторую перекристаллизацию (рис. 6). В одной части этой глыбы выявлено много осветленных включений, которые выделяются ромбовидными очертаниями. Это могут быть псевдоморфозы карбоната в гематите или же локальная агломератная перекристаллизация, в результате которой возникли зачаточные, более крупные кристаллы гематита, т. е. они могли образоваться во время общей перекристаллизации глыбы.

В другой гематитовой глыбе из конгломерата было два участка, которые, вероятно, относятся к обогащенной пластовой руде руэсского типа. В одном участке видны перемежающиеся полоски плотного и менее плотного гематита, но с небольшим количеством кремнезема в виде рассеянного кварца; в другом (рис. 7) — просматриваются полоски гематита, которые, несомненно, являются первоначальными гематитовыми прослоями из итабирита. Они все еще почти сохраняют свое первоначальное относительное положение,

но полоски кремнезема между ними выщелочены и замещены совсем ничтожным количеством вторичного железа. В результате мы имеем породу типа пластинчатых руд.

Итак, из наблюдаемых гематитовых глыб только две имеют текстуру, напоминающую текстуру обогащенных руд Руэссы.

Иногда возникают сомнения относительно точного возраста конгломерата из Оум-эль-Хбел. А. Бланшо считает, что это локальная фация кембрийских песчаников. Мы же не имеем достаточных оснований, чтобы сомневаться в этом.

Относительно времени проявления процесса обогащения можно сделать некоторые выводы.

1. Хотя гематитовые глыбы из конгломерата не анализировались, но по их плотности и внешнему виду аншлифов и отполированных образцов видно, что содержание гематита в них гораздо выше, чем в неизмененных итабиритах или в брекчии. Брекчия, из которой извлечены эти глыбы, была обогащена железом, и обогащение произошло значительно раньше, чем возник конгломерат, т. е. в докембрии.

2. Одна из глыб содержит обломки, свидетельствующие о выщелачивании кремнезема из итабирита. Таким образом, можно с уверенностью сказать, что выщелачивание кремнезема началось в докембрии.

3. Видимое отсутствие обломков гематита в брекчии позволяет предположить, что, когда брекчия уже была сформирована, обогащение не начиналось или было недостаточным, но время образования брекчии может совпадать с орогенезом Кедии в целом, т. е. проходить в докембрии. Таким образом, выщелачивание и обогащение железом кедийских итабиритов (а местами и брекчии) началось где-то между временем образования брекчии и временем отложения кембрийского конгломерата в Оум-эль-Хбел.

4. Докембрийские поверхностные воды могли способствовать выщелачиванию кремнезема и остаточному обогащению железом, а наличие гематитовых глыб в конгломерате Оум-эль-Хбел подтверждает это.

ВЫВОДЫ

С достаточной уверенностью установлено лишь то, что процессы выщелачивания и обогащения начались до заложения конгломерата Оум-эль-Хбел. Эти процессы происходили с тех пор непрерывно, в результате чего образовались рудные тела, имеющие глубину по вертикали от самого высокого обнажения в Тазадите более 400 *м*. В Ф'Дерике, где месторождение состоит полностью из твердой массивной руды, эта руда обнаружена бурением на глубине приблизительно 250 *м* от самого высокого обнажения; и на этой глубине еще не достигнута подошва обогащенного рудного тела.

Железо для вторичного обогащения поступало, по-видимому, в результате разрушения залегающих выше итабиритов, как предположил В. Маклеод применительно к району Хамерсли, и при таких глубинах залегания обогащенной руды была снята значительная часть итабиритового покрова. Образование этих глубоко залегающих рудных тел происходило одновременно с длительным периодом выщелачивания, но степень такого выщелачивания изменяется с климатическими условиями (как в результате непосредственного воздействия температуры и влажности, так и косвенно — под их воздействием на растительность и, соответственно, образование гуминовых кислот).

ЛИТЕРАТУРА

Audibert J., Caruel P. a. Choubersky A.— Inst. Min. & Met., **20**, London, 1964.

Baldwin A. B. a. Gross W. H.— Econ. Geol., **62**, 1967.

Blanchot A.— Bulletin de la Direction Federale des Mines et de la Geologie, **17**. Dakar. 1955.

Blondel F.— XIXe Cong. Geol. Internat. **1**, Alger, 1952.

Boardman L. G.— XIXe Cong. Geol. Internat. **1**, Alger, 1952.
Campana B.— Mineralium Deposita, **1**, I, Berlin, 1966.
Dunn J. A.— Mem. Geol. Sur. India, **53**, Calcutta, 1940.
Gross G. A.— Geol. Sur. Canada, Economic Geology Report **22**. Ottawa, 1968.
Gruner J. W. The Mineralogy and Geology of the Taconites and Iron Ores of the Mesabi Range. Pub. by the Commissioner. Iron Range Resources and Rehabilitation, St. Paul. Minn., 1946.
Guild P. W.— Econ. Geol., **48**, Brazil, 1953.
Guild P. W.— U. S. Geol. Sur. Professional Paper 290. Washington. 1957.
Huvelin P.— Bull. Geol. Soc. France, 1963, **4**, 2. Paris, 1963.
Lethbridge R. F. a. Percival F. G.— Trans. Inst. Min. & Met., **63**, London, 1954.
Macleod W. N.— Geol. Sur. West. Australia, Bulletin **117**. Perth, 1966.
Percival F. G.— Trans. Min. & Geol. Inst. India, 26, Calcutta, 1931.
Percival F. G. a. Spencer E.— Trans. Min. Geol. & Met. Inst. India. **35**, Calcutta, 1940.
Percival F. G.— Econ. Geol., **62**, 1967.
Royce S. 1948. Discussion on paper by Roberts H. M. a. Bartley M. W.— Replacement Hematite Deposits, Steep Rock Lake, Ontario.— Trans Am. Inst. Min. Met. Eng., **178**, Mining Geology. New York.
Ruckmick J. C.— Econ. Geol., **58**, 1963.
Strauss C. A.— XIXe Cong. Geol. Internat. **1**, Alger, 1952.

Р. П. Петров: Можно ли считать термины магнетит-гематитовый кварцит и итабирит синонимами? Чем отличается итабирит от таконита?

Ф. Г. Персивал: Крайне необходимо согласовать эти термины, а также термин канга. Я был бы очень рад, если бы на настоящем симпозиуме удалось решить этот вопрос.

С. Симс: Считаете ли Вы, что спекулярит имеет гипергенное происхождение?

Ф. Г. Персивал: Да, но гипергенные воды, вероятно, местами разогревались интрузиями долеритов, которые пересекали рудные тела.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА В КАРБОНАТАХ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ БИВАБИК

Ю. К. ПЕРРИ, Ф. К. ТАН

(США)

Для большинства карбонатов горных пород Южной Африки и Канадского щита, имеющих возраст от 3×10^9 до 1×10^9 лет, характерно значение C^{13*} около $2‰$ (относительно стандарта РДВ), типичное для морских осадков фанерозойского периода. Изотопный анализ углерода в докембрийских карбонатах, проведенный Т. Герингом (1967), также дал величины δC^{13} в этом пределе. Однако карбонаты из железорудных месторождений обеднены изотопом C^{13} на $18‰$ относительно РДВ.

Эту аномалию впервые установили Р. Беккер и Р. Клейтон (1970). Они показали, что величина δC^{13} для сидеритов из железорудной формации Брокман (месторождение Дойлз Джорж) на 10—15 ‰ меньше, чем значение δC^{13} для известняков и доломитов, находящихся в стратиграфическом разрезе выше и ниже железорудной толщи и имеющих изотопный состав углерода такой же, как фанерозойские карбонаты. Беккер и Клейтон сделали ряд выводов.

1. Изотопный состав углерода в Мировом океане остается приблизительно постоянным, по меньшей мере, в течение 2×10^9 лет.

2. Полосчатая железорудная формация Западной Австралии образовалась в обособленном водоеме, имевшем некоторую связь с океаном.

3. Вероятно, органическая жизнь была либо причиной перемещения железа в бассейне, либо способствовала образованию осадков железа и кварца.

---

* $\delta C^{13} = \left[\frac{(C^{13}/C^{12})_{обр}}{(C^{13}/C^{12})_{РДВ}} - 1\right] \times 1000, \delta O^{18} = \left[\frac{(O^{18}/O^{16})_{обр}}{(O^{18}/O^{16})_{SMOW}} - 1\right] \times 1000.$

Не исключена возможность, что низкое содержание C^{13} в некоторых докембрийских карбонатах свидетельствует о ювенильном или вулканическом происхождении углерода. Это более вероятно, чем образование углерода в процессе органической жизни.

Для исследования отбирались пробы керна из четырех постоянно действующих буровых скважин железистой формации Бивабик (месторождение

Таблица 1

Изотопные и другие данные для керновых образцов железистой формации Бивабик

Серия определений	Номер образца	δC^{13}_{PDB}, ‰	δO^{18}_{PDB}, ‰	Fe *, %	Магнетит Fe *, %	Горизонт	Время реакции
D2	1620—1624,5	—1,08	—12,18	6,23	0	Верхний сланцевый	0—2 ч
D2	1697—1705	—7,75	—13,88	16,30	10,8	Верхний роговиковый	0—2 ч
		—6,19	—14,28				
D2	1882,4—					» »	2 ч — 1 день
	1886,2	—17,04	—15,14	29,72	18,0		0—1 день
D2	2040—2045,8	—12,20	—14,19	27,57	16,6	Нижний роговиковый	0—2 ч
		—10,16	—14,33				2 ч — 14 дней
D2	20,85—20,90	—8,44	—13,19	37,87	33,8	» »	0—2 ч
		—6,47	—13,40				2 ч — 3 дня
D2	2170—2175	—13,82	—15,73	29,40	25,5	» »	0—1 ч
		—13,81	—16,69				1 ч — 21 день
D5	524,1—530	—4,58	—8,99	17,42	0	Верхний сланцевый	0—1 ч
		—1,45	—8,70				1 ч — 7 дней
D5	692,5—700	—10,00	—16,16	25,00	10,9	Верхний роговиковый	0—3 дня
D5	755—760	—13,38	—14,86	29,05	12,2	» »	0—3 дня
D5	829—835	—7,99	—12,18	26,05	14,8	Нижний сланцевый	0—4 дня
D5	965—970	—9,87	—11,82	19,98	0	Нижний роговиковый	0—1 ч
		—3,51	—12,53				1 ч — 3 дня
D5	975—985	—4,00	—11,15	19,43	0	» »	0—1 ч
		—3,47	—10,61				1 ч — 3 дня
D5	1070—1075	—17,48	—12,86	27,73	7,9	» »	0—7 дней
D7	1083	—2,39	—12,18	10,91	0	» »	0—2 ч
		—2,14	—11,98				2 ч — 4 дня
		—1,46	—12,13				4—7 дней
D7	1094	—2,88	—10,19	10,77	0	» »	0—1 ч
		—2,48	—10,02				1 ч — 10 дней
		—2,50	—10,00				10—17 дней
D7	1175—1180	—10,39	—13,37	32,31	27,1	» »	0—1 день
D7	1200—1205	—11,03	—13,40	30,59	24,5	» »	0—4 дня
D7	1337	—9,17	—14,94	27,38	6,1	» »	0—2 дня
		—9,20	—15,31				2 ч — 4 дня
		—8,56	—16,69				4—7 дней
EP	2—68	—3,71	5,84	20—30	0	Промежуточные сланцы	0—1 ч

Миннесота). Углерод и кислород выделялись из карбонатов кислотным методом (McCrea, 1950). Породы содержат сосуществующие анкерит и сидерит, медленно реагирующие с фосфорной кислотой. В результате реакции образуется CO_2. Анализ выделяющихся фракций углекислого газа при разложении смеси $CaCO_3$— $CaMg(CO_3)_2$ проведен С. Эпштейном, Д. Грифом и Э. Дегенсом (1964). В результате тщательных исследований изотопных эффектов в реакции кислотного разложения смеси сидерит — анкерит мы определили, что фактор изотопного фракционирования кислорода такой же, как для кальцита.

Кислород из SiO_2 роговика выделяли с помощью BrF_5 с последующим превращением в CO_2 (Клейтон, Маэда, 1963). Значения δO^{18} для роговика приведены относительно стандарта «средняя океаническая вода» (SMOW).

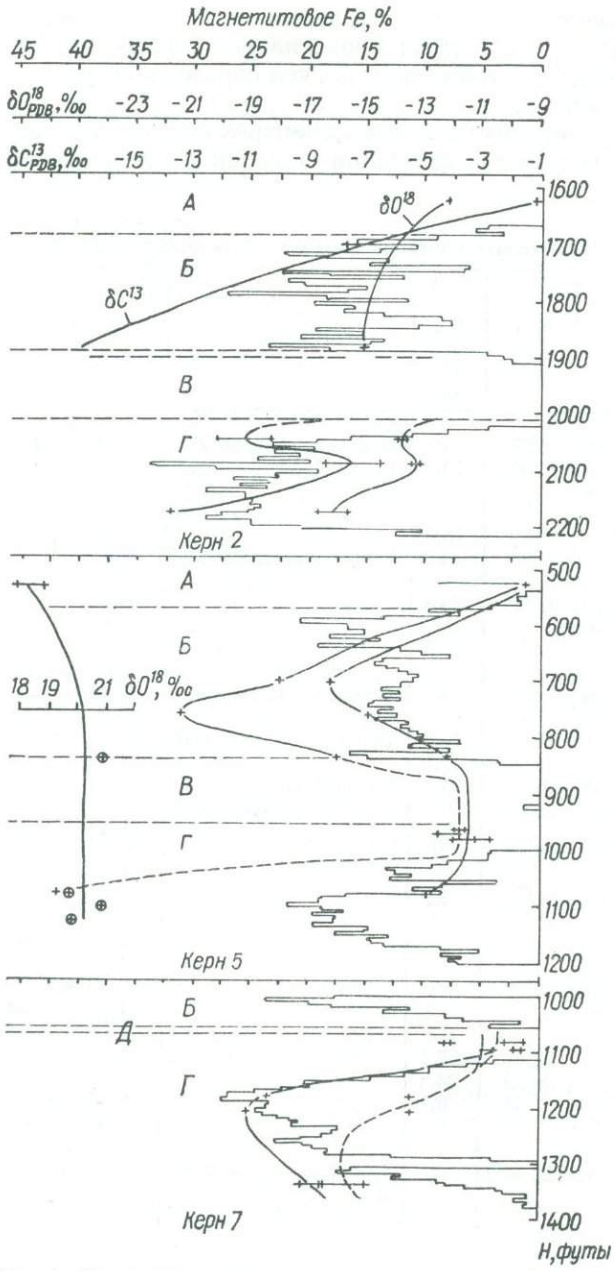


Рис. 1. Диаграмма, показывающая распределение δO^{18} и δC^{13} в карбонатах и содержание (в ‰) железа в магнетите в трех образцах непрерывного керна из железистой формации Бивабик (Pfleider a. o., 1968).

Свиты: А — верхняя сланцевая, *Б* — верхняя кремнистая, *В* — нижняя сланцевая, *Г* — нижняя кремнистая; *Д* — промежуточная.

Изотопный анализ CO_2 выполнялся на масс-спектрометре с радиусом анализатора 15 *см* и двухканальной системой напуска газа (McKinney et al., 1950).

Для изотопных анализов были отобраны пробы по стратиграфическому разрезу железистой формации Бивабик (табл. 1, 2). Как видно из рис. 1, фиксируется большое различие изотопного состава.

Мы определили, является ли указанное различие первичным или это результат изотопно-обменных реакций между минералами и другими компонентами системы в процессе диагенеза и метаморфизма.

Верхняя сланцевая свита богата карбонатами железа. Средняя сланцевая и верхняя части нижней роговиковой свиты содержат более 20% железа в составе силикатов и карбонатов; магнетита нет. Породы этих свит отличаются по значениям δO^{18} и δC^{13} (рис. 2) от пород, содержащих магнетит (δC^{13} равно —4‰ и —7‰ соответственно).

Средняя сланцевая свита содержит 3% свободного углерода (Gruner, 1946), для которого δC^{13} равно —33,2‰ (пробы EP2-66). Эта величина хорошо согласуется с результатами анализа углерода (δC^{13} = = 30,5 — 30,3‰), полученными Т. Герингом (1967).

По данным Т. Мори (см. статью в данной книге), в породах свиты есть вулканический зольный компонент, для которого характерен легкий изотопный состав углерода.

Как показано на рис. 2, наличие большого количества изотопически легкого свободного углерода не дает значительных изменений величины δC^{13} для карбоната.

На основании данных δC^{13} мы считаем маловероятным, чтобы аномалия δC^{13} в железистых формациях была вызвана наличием вулканического углерода в осадочной залежи.

Нами установлена зависимость изотопного состава углерода и кислорода пород от положения их в стратиграфическом разрезе. Мы не считаем это результатом поверхностного обмена с атмосферным CO_2. По-видимому, значительные изотопные изменения следует отнести за счет отбора проб на больших интервалах, выходящих за пределы зон локального равновесия. Можно предположить, что при диагенезе и метаморфизме железорудной формации Бивабик изотопно-химическое равновесие достигалось в небольших участках.

Все отобранные (за исключением одной) пробы из скв. 1258 содержали гематит. Значение δC^{13} варьировало от 12,0 до 13,2‰, предел колебаний δO^{18} шире 12,4 — 17,7‰.

Возможны три истолкования полученных данных (рис. 1 и 2).

1. Железо магнетита и углерод карбонатов вулканического происхождения. Для минералов такого генезиса характерны малые величины δC^{13}. Однако мы считаем это маловероятным, так как очевидная связь с вулканизмом не установлена для всей железистой формации Бивабик.

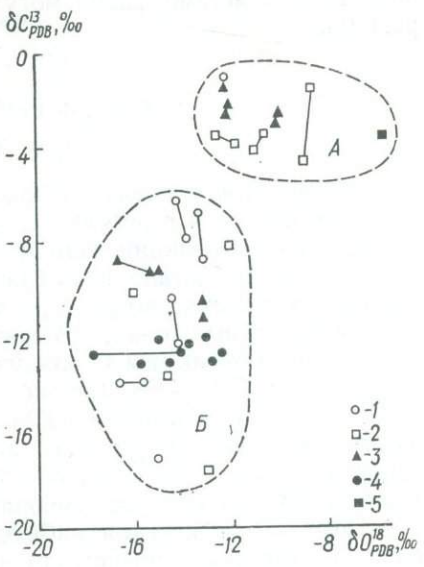


Рис. 2. Диаграмма распределения содержаний δO^{18} и δC^{13} в карбонатах железистой формации Бивабик, показывающая поля немагнетитоносных (*А*) и магнетитоносных (*Б*) пластов.

Номера серий определений (см. табл. 1): *1* — D2; *2* — D5; *3* — D7; *4* — Y1258; *5* — EP2-66

2. По схеме Беккера и Клейтона железо транспортировалось и осаждалось под влиянием каких-то органических процессов, в результате которых образовались карбонаты δC^{13}. Характерное для докембрийских карбонатов значение δC^{13}, полученное при изучении железистых пород, не содержащих магнетита, свидетельствует о том, что аномалия δC^{13} не связана с переносом железа.

Таблица 2

Изотопные данные и содержание окиси железа для образцов нижнего роговикового горизонта железистой формации Бивабик, по данным Ханна (1958)

(время релаксации 1 день)

Номер образца	δC^{13}_{PDB}, ‰	δO^{18}_{PDB}, ‰	Магнетит, %	Гематит, %	Номер образца	δC^{13}_{PDB}, ‰	δO^{18}_{PDB}, ‰	Магнетит, %	Гематит, %
47—74	—11,95	—14,97	41,9	1,2	158—172	—11,92	—13,25	28,7	2,3
74—93	—12,64	—12,40	35,9	0,0	172—194	—12,82	—15,85	27,7	1,3
93—121	—12,78	—12,92	30,4	4,2	194—208	—12,33	—14,01	34,1	1,8
121—158	—12,36	—14,21	30,5	8,3	208—241	—13,15	—14,78	27,3	1,2

3. Мы предлагаем схему окислительно-восстановительных реакций, в результате которых в процессе диагенеза и метаморфизма образуются роговики, содержащие карбонат с величиной δC^{13} менее — 30‰ в том случае, если восстановителем служит углерод органического происхождения, и с величиной δC^{13} около 0‰ для неорганического углерода. В роговиках с величиной δC^{13} более 20‰ возможен переход кислорода гематита в карбонаты.

Несмотря на условность схемы, она объясняет некоторые особенности железорудных месторождений.

Мы считаем, что большая часть магнетита в железорудных формациях образовалась при осаждении гидроокислов или окислов железа в присутствии различного количества органического вещества. При диагенезе и начальной ступени метаморфизма могут происходить следующие (или подобные) реакции:

$$6Fe_2O_3 + C_{орг} \rightarrow 4Fe_3O_4 + CO_2, \quad (1)$$

$$C^{12}O_2 + Fe^{13}O_2 \rightleftarrows C^{13}O_2 + FeC^{12}O_3, \quad (2)$$

$$2Fe_3O_4 + 6CO_2 \rightleftarrows 6FeCO_3 + O_2. \quad (3)$$

Более полную схему возможных реакций проводил Юи (1966).

Образованный в результате обменной реакции (2) углекислый газ удаляется из зоны реакции. Ввиду сложной природы железорудных толщ возможно взаимодействие газообразных продуктов с породами других зон. Но как было показано ранее, выявляется большое различие изотопного состава в локальных зонах, что может свидетельствовать об ограниченности газообразного обмена между зонами. Мы не знаем, в какой мере изотопный обмен в системе CO_2 — $FeCO_3$ может влиять на расчеты и результаты опытов, но по аналогии с доломитом (O'Neil, Epstein, 1966) в образованном CO_2 (реакция 1) в результате равновесия с $FeCO_3$ может происходить изменение изотопного состава углерода (до $40^0/_{00}$). Возможно, этим объясняется тот факт, что в роговиках углерод карбонатов изменен примерно на $10^0/_{00}$.

Подобные изменения наблюдаются и в величинах δO^{18} роговиков, что вызвано изотопным обменом в процессе реакций. На рис. 1 показана корреляция значений δO^{18} для сосуществующих карбоната и роговика. Широкий диапазон изотопных значений для карбонатов и их относительное постоянство в сосуществующих роговиках позволяют предположить, что изотопный обмен кислорода в окислительно-восстановительных реакциях мог пройти не полностью. Р. Клейтон (1970) показал, что для железистой формации Брокман вариации δO^{18} составляют в роговиках максимум $1^0/_{00}$, в магнетите — $5^0/_{00}$. Он объясняет это более поздним обменом и гомогенизацией в роговиках, но можно предположить отсутствие существенных изотопных вариаций при окислительно-восстановительных процессах.

Многих исследователей (Gruner, 1922; Lepp a. Goldich, 1964) интересовал вопрос транспортировки больших количеств железа в докембрийских железорудных формациях. Наша схема соответствует обстановке, когда в восстановительных условиях закисное железо выпадает в осадок.

П. Клоуд (1968) считает, что окисление в данном случае происходило в зоне фотосинтеза по схеме $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ при участии простейших организмов. Окись и гидроокись железа могли осаждаться вместе с умершими микроорганизмами, и соотношение $Fe_2O_3 : Fe_3O_4$ в железорудных формациях зависело от соотношения $Fe_2O_3 : C$ в осадке. По реакции 1 достаточно 0,5% углерода для образования породы с 30% магнетита в осадках, содержащих 10% $FeCO_3$ (происходит обмен в 1 *моле* при соотношении $\frac{CO_{2\text{восстановленное}}}{FeCO_3}$ около 4).

Существующие концентрации восстановленного углерода в железорудных формациях хорошо подтверждают этот механизм. Такая схема согласуется с фациальной концепцией Г. Джеймса (1954), согласно которой органическое вещество в поверхностных водах могло быть быстро окислено водами верхних слоев в то время, как в более глубоководных зонах происходило совместное осаждение микроорганизмов и окиси железа. Наличие Fe_2O_3 и Fe_3O_4 во многих железорудных формациях (Eugster, 1957) означает, что реакция 1 прекращается после истощения запасов углерода.

Магнетит и карбонаты железа обычно имеют сложные структуры, что привело некоторых исследователей к выводу о диагенетическом или мета-

морфическом происхождении магнетита за счет $FeCO_3$ (La Berge, 1964; French, 1968).

Реакция 1, по-видимому, проходила раньше, чем реакция 3, при которой сидерит образовался в условиях повышенного давления CO_2. При высоких температурах возможна диссоциация сидерита, продуктом которой является магнетит (Юи, 1966).

Этой усложненной схемой с учетом изменения объемов равновесной системы, вероятно, объясняется трудность в установлении непосредственной взаимосвязи между δC^{13} и отношением $Fe_3O_4 : FeCO_3$.

ВЫВОДЫ

Отрицательное значение δC^{13} в карбонатах железорудных формаций объясняется тем, что при окислительно-восстановительных реакциях, в которых участвует магнетит, возможен обмен между двумя резервуарами углерода, отличающимися по изотопному составу приблизительно на $30^0/_{00}$. В качестве примера возможных реакций мы можем привести схему, в которой первичный гематит превращается в магнетит при окислении органическим углеродом. Для уточнения и проверки этой схемы необходимы: 1) более детальная корреляция, чем показанная на рис. 1; 2) изучение соотношения водород — дейтерий в шамозите и в других гидроксилсодержащих силликатах железистой формации; 3) изучение ассоциации гематит — карбонат; 4) лучшая корреляция структурных взаимоотношений и изотопных данных.

Мы не претендуем на уникальность нашей схемы, однако хотим подчеркнуть важное значение исследований изотопов углерода для петрологии железорудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Becker R. H., Clayton R. N.— Abstr. in AGU Trans., **51**, 1970.

Clayton R. N.— Abstr. in the 14th Annual Report on Research. Washington. D. C., 1970.

Clayton R. N. a. Mayeda T. K.— Geochem. et Cosmochium. Acta, **27**, 1963.

Cloud P. E.— Science, **160**, 1968.

Craig H.— Sci., **133**, 1961.

Epstein S., Graf D. L. a. Degens E. T. Oxygen isotope studies on the Origin of dolomites in Cosmic and isotopic chemistry North Holland (Amsterdam), 1964.

Eugster H. Reduction and oxidation in metamorphism, in Researches in Geochemistry. P. H. Abelson, John Wiley and Sons, New York, 1957.

French B. M.— Minn. Geol. Surv. Bull., **45**, Univ. of Minn. Minneapolis, 1968.

Gruner J. W.— Econ. Geol., **17**, 1922.

Gruner J. W. Mineralogy and Geology of the Mesabi Range. Minnesota Office of the Commissioner of the Iron Range Resources and Rehabilitation, St. Paul. Minnesota, 1946.

Hoering T. C. The organix geochemistry of Precambrian Rocks, **2**. P. H. Abelson. John Wiley, New York, 1967.

James H. L.— Econ. Geol., **49**, 1954.

James H. L. Chemistry of iron rich sedimentary rocks. U. S. G. S. Prof. paper 440-W, 1966.

La Berge G.— Econ. Geol., **59**, 1964.

Lepp H. a. Goldich S. S.— Econ. Geol., **59**, 1964.

McCrea J. M.— J. Chem. Phys., 1950, **18**.

McKinney C. R. et al.— Rev. Sci. Inst., **21**, 1950.

O'Neil J. R. a. Epstein S.— Science, **152**, 1966.

Pfleider E. P., Morey G. B. a. Bleiiuss R. L. Mesabi Deep Drilling Project, Progress Report, **1**., Univ. of Minn., Minneapolis, 1968.

Trendall A. F.— G. S. A. Bull., **79**, 1968.

Yui S.— Econ. Geol., **61**, 1966.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОАНДЫ В РЕСПУБЛИКЕ ГАБОН

Ф. ВЕБЕР
(Франция)

Марганцевые отложения в Моанде приурочены к району распространения докембрийской серии Франсвиль. Бассейн Хот-Огуу был открыт в 1880 г. П. Саворньяном де Браза, обнаружившим породы серии Франсвиль. Первые геологические изыскания проводили Ленц (1887), Саворньян де Браза, Баррот (1894, 1895), Арсандо (1909) и Амштутц (1930). Основные черты

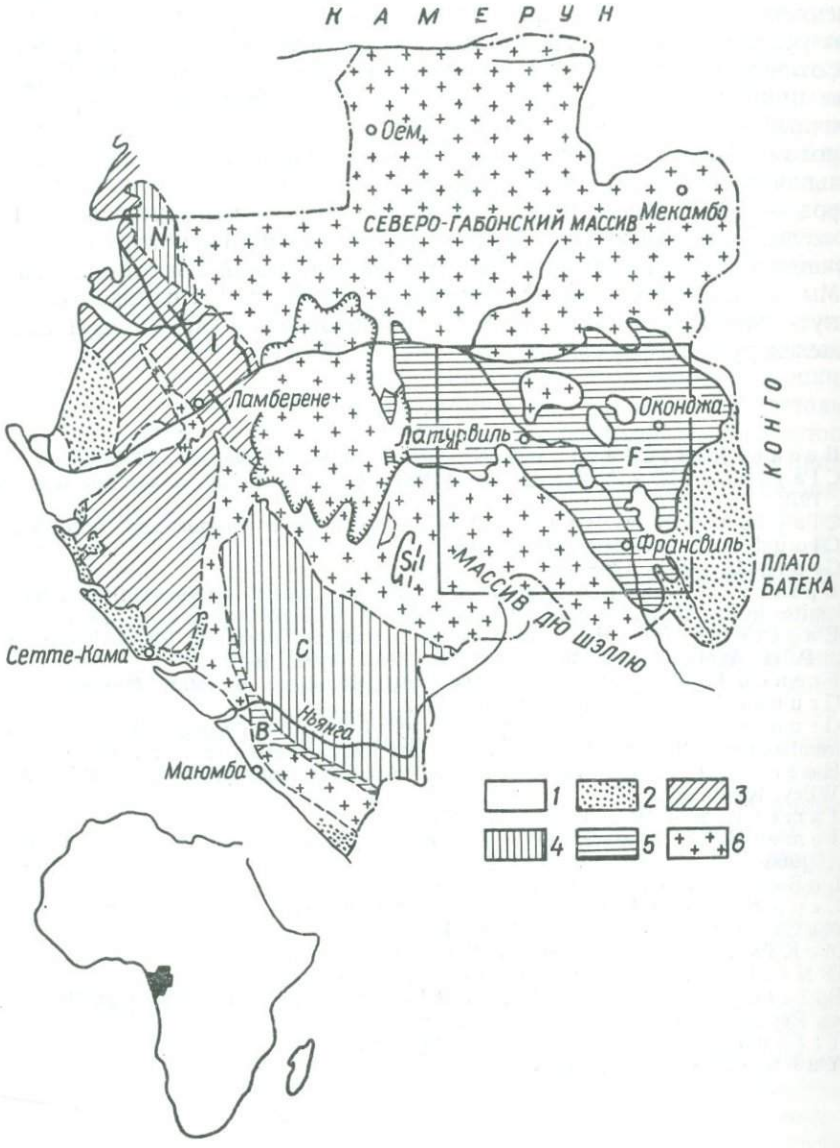


Рис. 1. Геологическая карта Габона, показывающая размещение пород франсвильской серии:

1 — четвертичные отложения; *2* — третичные отложения; *3* — мезозойские породы; *4* — верхний докембрий (N — нойя система, C — система Западного Конго); *5* — средний докембрий (F — серия Франсвиль, S — срединная система, B — система Бамба); *6* — нижний докембрий.

геологического строения этого региона были выяснены в результате исследований Бабе (1931, 1932), Шубера (1935, 1937) и Берга (1939, 1953). В 1954 г. Боуд установил единство серии и назвал ее франсвильской.

Современные представления о геологическом строении этой серии были выработаны благодаря исследованиям, проведенным рядом геологических организаций, в особенности Бюро геологических и горных исследований (БРГМ) и Комиссариатом по атомной энергии (СЕА). Район Франсвиль

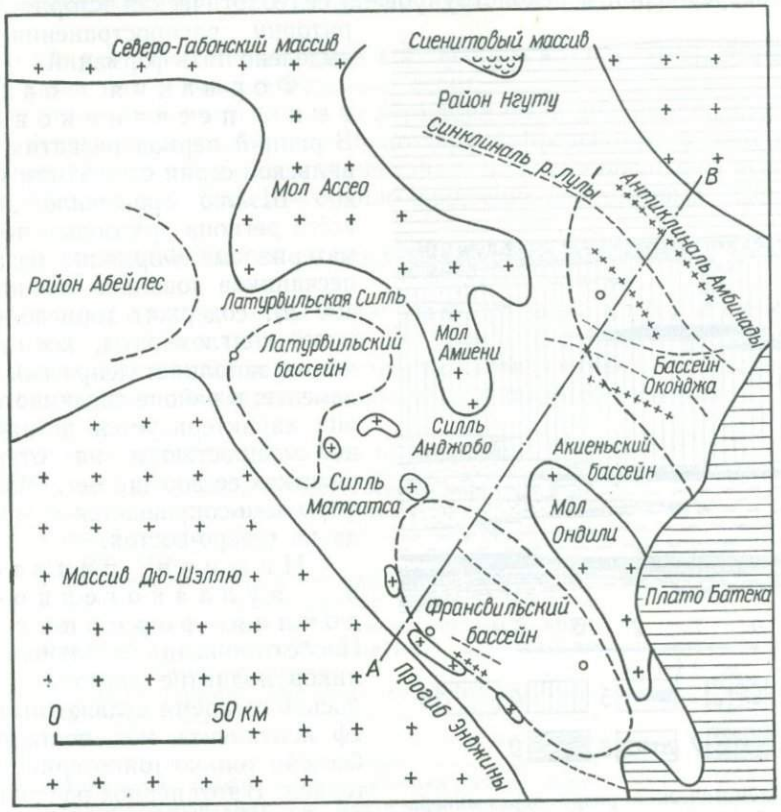


Рис. 2. Схематическая карта размещения основных подразделений серии Франсвиль.

представляет экономический интерес еще потому, что здесь, помимо марганцеворудных отложений, находятся промышленные залежи урана (Моунана), а также другие полезные ископаемые, в частности медь.

Франсвильская серия представляет собой докембрийскую неметаморфизованную серию, залегающую несогласно на метаморфических образованиях массивов Дю Шэллю и Северного Габона (рис. 1). К востоку она погружается под толщу меловых и третичных отложений плато Бетеке. Возраст франсвильской серии 1,740 ± 20 млн. лет (Бонном, 1965; Идал, 1968; Бонном и Вебер, 1969). Определения проводили различными методами по трем типам пород: пелитам (Rb — Sr), слоистым вулканическим туфам (цинеритам) (K — Ar) и сиенитам (Rb — Sr). Полученные данные хорошо согласуются. По породам основания также были проведены некоторые измерения; заложение фундамента здесь произошло около 2500 млн. лет назад; около 1900 млн. лет назад образовалась слюда некоторых пород, в особенности слюдяных сланцев, с пегматитовыми жилами (Вашэ, 1964; Бонхом и Вебер, 1969).

Образования франсвильской серии распространены по обе стороны от срединного рифа, пересекающего рассматриваемый регион с северо-запада на юго-восток (рис. 2). Этот хребет разделяет две палеогеографические зоны —

северо-восточную (прогиб Оконджа), характеризующуюся значительной мощностью серии — более 3000 *м* — и складчастостью, и юго-западную — эпиконтинентальную, с сокращенными мощностями (1500 *м*), слабой ундуляцией, пересеченную разломами (рис. 3). В эту эпиконтинентальную зону входит несколько бассейнов, разделенных силлами; в одном из таких бассейнов — франсвильском — и находится рудное месторождение Моанда.

По данным последних работ СЭА и БРГМ установлен литостратиграфический разрез серии и реконструирована ее геологическая история. На территории распространения серии выделено пять формаций.

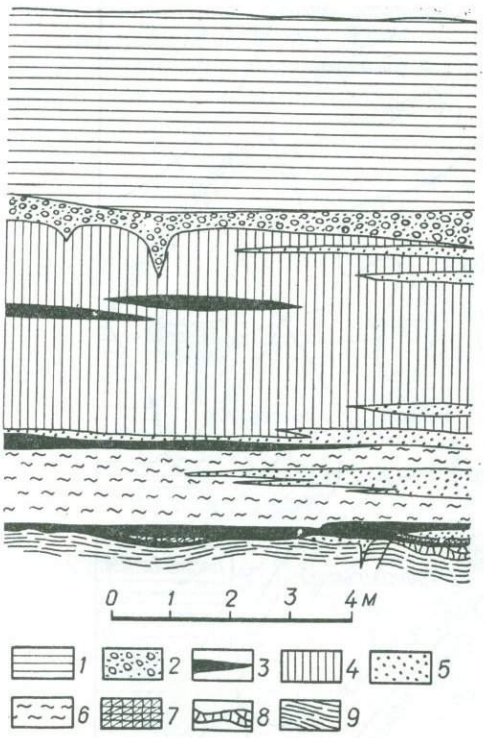


Рис. 3. Схематический разрез через минерализованный горизонт (по Буладону и др., 1965):

1 — пизолитовый покров; *2* — переходный горизонт; *3* — массивная руда и манганитовый пласт (уплотненные слои внизу) плитчатого горизонта; *4* — плитчатая руда плитчатого горизонта; *5* — песчаники плитчатого горизонта; *6* — полипоподобная руда плитчатого горизонта; *7* — аргиллиты; *8* — доломиты; *9* — углистые сланцы.

Формация базальных песчаников (FA). В ранний период развития франсвильской серии с подъемом массива Дю Шэллю произошло питание всего региона аркозовым песчаным материалом. Формация базальных песчаников довольно мощная (3—400 *м*), содержит ториево-железистые конгломераты; кое-где формация заполняет депрессии в фундаменте; в районе срединного рифа она характеризуется незначительной мощностью и на отдельных участках ее вообще нет. Мощность формации сокращается с юго-запада на северо-восток.

Нижняя пелитовая и вулканогенно-осадочная формация (FB). После отложения базальных песчаников поднятие региона замедлилось; в то время сглаженный рельеф континента мог поставлять в бассейн только тонкозернистый материал. В этот период различные зоны бассейна дифференцировались.

В прогибе Оконджа, где погружение было наиболее интенсивным, отложилась толща песчано-аргиллитовых пород мощностью 1500 *м*. В северной части прогиба имели место проявления основного трещинного вулканизма.

На подводных поднятиях, где поступление терригенного материала было незначительным, проявлялась силификация. Эпиконтинентальные бассейны характеризовались условиями частичной изоляции, вследствие чего здесь происходило карбонатное осадконакопление. В латурвильском бассейне отлагались массивные доломиты; во франсвильском бассейне погружение было более интенсивным и накопление аргиллито-песчаных осадков происходило с незначительным отложением углистых сланцев (ампелитов). Однако последнее было приостановлено возобновлением эррозии, приведшим к отложению толщи песчаников (песчаников Пубара). Эти кварцевые песчаники образовались в результате переотложения базальных песчаников (FA), отложенных ранее на периферии бассейна.

Яшмовая формация (FC). В связи с заполнением бассейна осадками и полным прекращением поступления обломочного материала континент пенепленизировался, а зоны подводных поднятий увеличивались.

Сорокаметровая толща роговика содержит пропластки ампелитов и цинеритов, являющихся первыми предвестниками новой вулканической фазы, продукты которой развиты в формации FД.

Верхняя ампелитовая и вулканогенно-осадочная формация мощной толщи ампелитов с примесью (FД). Чрезвычайно замедленное опускание обусловило образование пирокластического материала. Кислый вулканизм игнимбритового типа определил широкое распространение пластов витрокластических туфов.

Верхняя песчаниковая формация (FE). Эта формация завершила геологическое развитие серии.

После отложения франсвильские формации были дислоцированы складчатостью, флексурами и разломами благодаря дифференцированным движениям блоков фундамента в соседних регионах. Во время последней недатированной вулканической фазы произошло внедрение долеритовых даек.

МАРГАНЦЕВЫЕ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Марганцевые отложения франсвильского бассейна в Бангомбе и Окума залегают в форме поверхностных пластовых покровов (на абсолютной отметке 600 *м*) на плато, наиболее значительные из которых — Окума (площадь оруденения 13 *км*^{2}) и Бангомбе (19 *км*^{2}).

Приводим схематический разрез оруденения.

Аргиллито-песчаный горизонт. Лишен марганца и содержит некоторое количество пизолитов	10—40 *м*
Рыхлый пизолитовый слой содержит 15% Mn, не эксплуатируется	5—6 *м*
Переходной горизонт, более или менее уплотненный, содержит пластинчатые рудные обломки, агрегаты пизолитов, сцементированный конкреционный криптомелан и блоки грубозернистого кавернозного полевошпатового песчаника	0,5—1,0 *м*
Сланцевый горизонт. Это основная часть продуктивной толщи (табл. 1). Пластинчатые (мощностью 1 *см* и более) и массивные обломки рудного материала заключены в охристой основной массе (местами встречаются также мелкие обломки руды, окруженные пизолитами). На различных уровнях горизонта имеются тонкие дислоцированные прослои песчаников с марганцево-железистым цементом и железистых красных сланцев. Главные составные части руды — аморфные гидроокислы марганца, встречаются полианит, литиофиорит, нсутит и криптомелан. В основной массе отмечены гидроокислы железа и алюминия	3—6 *м*.
Базальный слой. В основании его обычно залегает тонкий (2—5 *см*) прослоек пиролюзита (псевдоморфоза манганита по полианиту). В кровле прослеживается плотная слоистая руда.	

Подстилающая толща сложена субгоризонтальными слабо полосчатыми ампелитами с редкими пропластками тонкозернистых песчаников и доломитов верхней части формации FB_1.

Другие железо-марганцевые поля франсвильского бассейна расположены в двух совершенно различных зонах (рис. 4).

1. Вокруг Моанды, в стороне от Окума и Бангомбе, известно несколько железо-марганцевых полей, но их экономическое значение невелико (Массенго, Бафула, Иеие).

2. К юго-востоку от Франсвиля расположено несколько мелких железо-марганцевых полей (Бениоми, Менои-Ояли, Оконджа и др.). Рудные формации во многом аналогичны формациям плато Моанды, однако площадь минерализации недостаточно обширна, а руды низкого качества.

Марганцевые проявления на подводных поднятиях периферии франсвильского бассейна относятся к яшмовой формации (F), трансгрессивно залегающей на базальных песчаниках (FA). Они аналогичны проявлениям Мимонго, описанным Боудом (1956). Марганцевые проявления в Абука встречаются на силле Мопата, в 22 *км* к юго-западу от Франсвиля. Роговики простираются до р. М'Паса, по обоим берегам которой видны переслаивающиеся линзовидные марганцево-железистые пласты в утесах роговика. Марганцевые отложения изменены проникающими водами, однако они, по-видимому, образованы in situ, в пластах между кремнистыми слоями, так как они аналогичны по всем рекам региона.

Таблица 1

Химический состав марганцевых и железных руд плато Бангомбе, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	2—3,5	7,0	10,4	23	35,8
Al_2O_3	6—7	8,8	3,2	6,3	0,2
CaO	—	0,10	0,35	8,6	2,0
MgO	—	0,10	0,28	4,3	1,8
Na_2O	—	—	0,1	0,13	0,06
K_2O	—	—	0,35	1,3	0,07
TiO_2	—	0,41	0,10	0,17	0,04
P	0,10—0,13	0,17	—	0,14	0,42
Fe	3—4	4,4	0,7	2,5	31,2
Mn	50—52	44	35,2	15	0,18
П. п. п.	—	—	30,2	29,1	13,6

Примечание: *1* — средний состав руды в первые месяцы эксплуатации; 2 — состав руды из шахты (выработка Р-39), (эти цифры дают представление о среднем составе руд «ник ситу» в зоне первоначальной эксплуатации плато Бангомбе); *3* — состав образца слоистой руды с родохрозитом из подошвы рудной толщи; *4* — средний состав марганцево-железистых ампелитов (10 анализов); *5* — усредненные данные двух химических анализов силикатных пород с гриналитом железорудной формации Окума — Бафула.

Проявления марганца в районе Оконджа систематически до сих пор не изучались.

Наиболее перспективные проявления обнаружены к западу от Оконджа, на границе бассейна в зоне распространения черных сланцев формации FB. Не исключено, что там есть железо-марганцевые плато, аналогичные таковым Моанды в районе Оконджа.

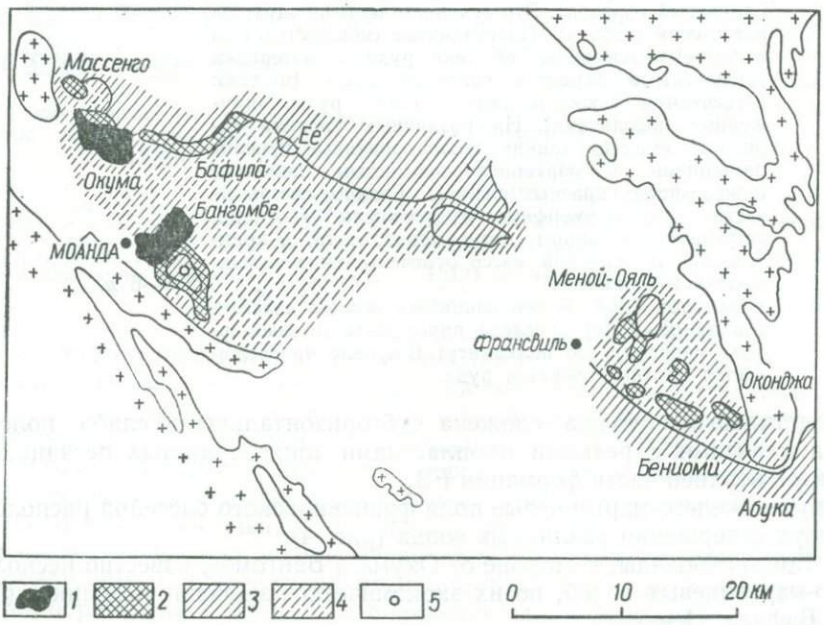


Рис. 4. Размещение минерализованных плато и площадей вероятного распространения марганценосных формаций во франсвильском бассейне:

1 — плато с богатыми окисными рудами; *2* — плато с бедными окисными рудами; *3* — зоны, в которых марганценосные формации перекрыты наносами; *4* — зоны, в которых марганценосные формации эродированы; *5* — глубокие буровые скважины.

Проявления марганца в Латурвиле в Буэ более четки. В небольшом бассейне Бамбекани к югу от Латурвиля проявления вторичного характера (вадовые покровы) часто встречаются в формации FB_1. К югу от Буэ Шателен (1964) отметил на вершине Мон-Кикоиго незначительные марганцево-железистые покровы на франсвильской пелитовой формации. Другие проявления относятся к формации кремнисто-железистых сланцев, перекрывающих яшмы формации FC в районе Буэ (Баше, 1967).

Карбонатно-железистая формация скважины Бангомбе. Глубокая скважина Бангомбе прошла песчаники Пубара, затем пелиты Бангомбе (FB_1) и достигла базальных песчаников (FA) (рис. 5). При бурении скважины

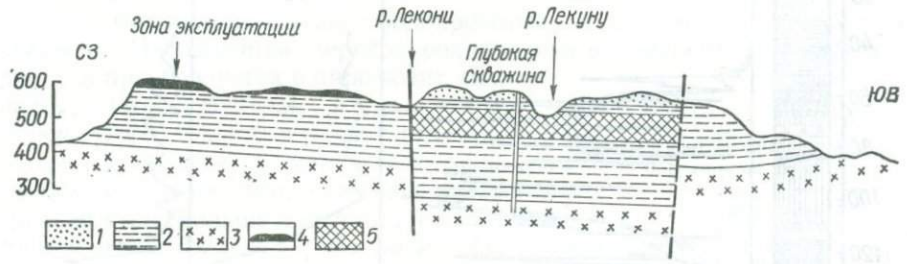


Рис. 5. Разрез плато Бангомбе (по данным глубокого бурения и эксплуатации):
1 — породы FB_{2a}; *2* — породы FB_1; *3* — породы FA; *4* — обогащенная окисная руда; *5* — бедная карбонатная руда.

обнаружено, что в верхней части FB_1 есть мощная (более 75 *м*), но низкокачественная (около 13% Mn) марганцево-железистая формация.

В нижних частях FB_1 скв. Бангомбе содержание MnO (всегда менее 1%) коррелирует с содержанием CaO и MgO; марганец относится к доломитовым фациям. На глубине около 130 *м* количество MnO резко увеличивается и достигает 20—30%, в то время как концентрация MgO и CaO остается неизменной. Содержание марганца резко падает на глубине 55 *м* (в 25 *м* ниже подошвы песчаников FB_{2a}). На последнем 25-метровом интервале FB_1 содержание марганца примерно такое же, как и в нижних двух третях.

Содержание марганца в марганцево-железистой формации зависит от концентраций железа и фосфора (рис. 6). Марганцево-железистая формация сопровождается повышенным содержанием фосфора и железа в подошве. В первом приближении эти три элемента характеризуются максимальными концентрациями в следующем порядке: фосфор, железо и марганец.

Марганцево-железистая формация сложена в основном ампелитами с подчиненными пропластками песчаников и доломитов, суммарная мощность которых не превышает 10—15% формации. Количество доломитов увеличивается от подошвы песчаников к кровле.

Марганец ассоциирует с кальцием и магнием в карбонатах, железо часто встречается в виде пирита.

Содержание марганца в доломитовых и песчаниковых отложениях ниже, чем в ампелитах — 3—4%; этим можно объяснить резкие изменения концентраций марганца (рис. 6) и несколько более низкое среднее содержание марганца в марганцево-железистых отложениях по сравнению с ампелитами (13 и 15%).

Железорудные формации Окума и Бафула. Марганцевые руды залегают здесь на полосчатой железорудной формации мощностью около 10 *м*. В этой формации выделены три фации (снизу вверх): сульфидная, карбонатная и кремнистая.

Сульфидная фация характеризуется высоким содержанием пирита в микрокристаллической кварцево-халцедоновой жильной породе, содержащей апатит, хлорит, слюды и органику.

Карбонатная фация представлена чередующимися кремнистыми и карбонатными слоями. Кремнистые слои сложены микрокристаллическим кварцем, в котором разбросаны отдельные кристаллы и мелкие агрегаты сидерита, а также незначительное количество пирита. В карбонатных прослоях преобладают кристаллы сидерита, характеризующиеся тесной упаковкой; кварц расположен в межкристальных пространствах.

Силикатная фация обычно содержит гриналит как главный железосодержащий минерал. Значительно реже в верхах формации встречаются породы, содержащие железистый стильпномелан. Всегда имеется сидерит, некоторые прослои содержат незначительное количество пирита. Толща

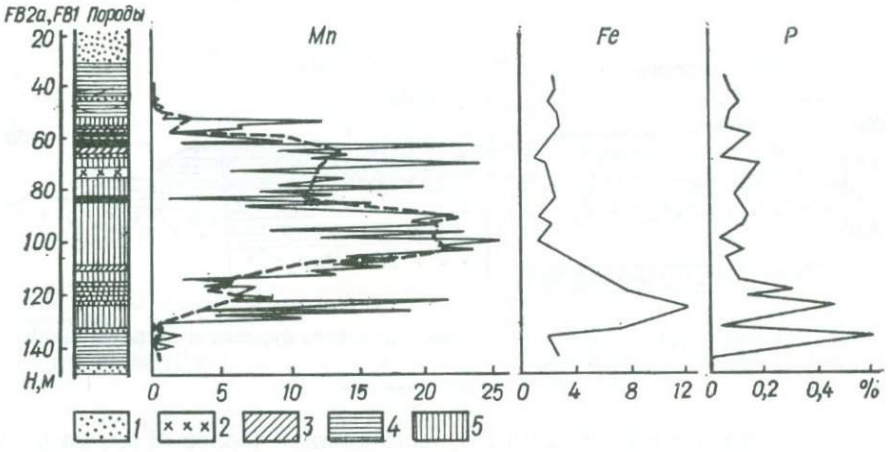


Рис. 6. Содержания марганца, железа и фосфора в марганценосной формации (по данным буровой скважины на плато Бангомбе):

1 — песчаники; *2* — брекчии; *3* — доломиты; *4* — черные сланцы; *5* — карбонатные черные сланцы.

пород этой фации переслаивается с различными кремнистыми прослойками мощностью 0,5—5 *мм*.

Во франсвильской серии имеются и другие железосодержащие отложения. Небольшое количество сидерита в пелитах, а также пласты пиритсодержащих доломитов со значительным содержанием сидерита отмечены в подошвенной части формации FB_1 в районе франсвильского бассейна. На подводных поднятиях и в периферийных зонах бассейна наблюдаются кремнистые и железистые горизонты в толще пород яшмовой формации — как в подошве, так и в верхней ее части. Они обычно сопровождаются незначительными концентрациями марганца и железа.

РОЛЬ СУПЕРГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОАНДЫ

Гипотезы и дискуссионные проблемы. В первых описаниях рудных отложений Моанды, опубликованных Боудом (1954, 1956), автор рассматривал их как «остаточные залежи», образовавшиеся в результате процессов, аналогичных формированию латеритов и бокситов; марганец же, по Боуду, отлагался в осадках, где его содержание не превышает кларковых. Варенцов (1964) и Тьенгауз (1967), учитывая относительную бедность этих пород марганцем (менее 1%), считают их продуктом глубокого изменения коренных рудных залежей.

В противоположность этим точкам зрения Буладон и другие (1965) рассматривали рудные отложения Моанды как осадочные, позднее обогащенные процессами латеризации. В результате металлогенического исследования Буладон выделяет «первичные руды» с сохранившейся слоистой тек-

стурой; главные компоненты их руд — аморфные гидроокислы, в базальных слоях — манганит и родохрозит. Криптомелан, литиофорит, нсутит и каолинит образовались при латеритном выветривании (корковые отложения).

Тот факт, что в скважине в Бангомбе, в верхах формации FB_1, были установлены марганцево-железистые отложения, стратиграфическое положение которых аналогично рудным залежам Моанды, по-новому освещает проблему происхождения этих образований. Поскольку многочисленные проявления марганца были обнаружены в верхней части формации FB_1 во франсвильском бассейне и все рудные залежи на плато залегают на сланцах верхней части этой формации, можно предположить, что на этом стратиграфическом уровне был широко распространен марганцево-глинистый горизонт.

Остатки слоистой руды с родохрозитом встречаются в подошве рудных залежей. Наблюдается переход родохрозита в манганит, который в свою очередь преобразуется в пиролюзит (Буладон, 1963; Буладон и др., 1965; Вебер, 1969). Слоистые руды с родохрозитом отличаются от марганцево-железистых ампелитов тем, что содержат в среднем втрое больше марганца, а также составом карбонатов (родохрозит без марганца с кальцием или магнием) и структурой; перекристаллизация вторичного родохрозита частично изменяет первичную структуру породы. Все это можно считать признаками переходной фации, медленно эволюционировавшей, но уже измененной супергенными факторами.

Таблица 2

Изообъемный баланс супергенного обогащения руд, %

Компонент	Марганцево-железистые ампелиты скв. Бангомбе (282 *г* в 100 *см*³)	Руда плато Бангомбе (213 *г* в 100 *см*³)
Mn	42	94
SiO_2	65 (кварц 31)	15
Al_2O_3	18	19
Fe	7,0	9,4
P	0,39	0,36
MgO	12	0,21
CaO	24	0,21

Наличие гиббсита и каолинита дает основание для вывода о том, что рудные пласты должны были подвергаться сильному латеритному выветриванию. Причем в невыветрелых отложениях франсвильской серии этих минералов нет. Поэтому неудивительно, что остатки карбонатных руд так редки на плато и обнаруживаются лишь в самой нижней части залежей. Такое сильное выветривание должно было уничтожить большую часть карбонатов в минерализованных отложениях.

Итак, карбонатная формация свидетельствует о существовавшей ранее более распространенной формации, которая после выхода на поверхность подверглась выветриванию, в результате чего и возникли рудные залежи. Вадовые корки, обнаруживаемые в руслах рек, протекающих по плато, могут быть признаками переработки залежей и в настоящее время. Марганцево-железистые панцири, частично дислоцированные эрозией, свидетельствуют о более древней переработке.

Геохимический баланс супергенных преобразований. На основании гипотезы, предполагающей, что материнские породы имели состав, близкий к составу карбонатных марганцево-железистых ампелитов скв. Бангомбе, и применяя изообъемный метод (Милло и Бонифас, 1955), можно вывести приблизительный баланс преобразований, которым подвергались руды при выветривании. В табл. 2 средний состав марганцево-железистых ампелитов сравнивается с составом руд in situ на плато Бангомбе. Поскольку осадочные текстуры руд сохранились в большей части минерализованных слоев, объем их при выветривании, очевидно, изменялся незначительно.

В результате выветривания руды значительно обогатились марганцем, объемный вес которого увеличился более чем вдвое; в то же время кальций, магний и значительная часть кремния были удалены. Содержание алюминия,

железа и фосфора осталось приблизительно постоянным при слабом обогащении железом.

Марганец, концентрирующийся в рудных залежах, очевидно, образовался в эродированной верхней части карбонатной марганцево-железистой ампелитовой формации. Примерный баланс показывает, что лишь 20% марганца, первоначально содержавшегося в 75-метровой толще ампелитов, концентрировалось в ее подошве в пласте мощностью 5 *м*. Незначительное количество марганца (5%) остается в поверхностном пизолитовом горизонте, но большая часть его (75%) была вынесена. Распространяя подсчеты этого баланса на площади, можно полагать, что содержание первоначально отложившегося марганца, пригодного для добычи, в настоящее время составляет не около 20%, а всего лишь 1—2% (после того, как марганцево-железистая формация была полностью эродирована на площади более 90% ее поверхности).

Вторичные преобразования рудных залежей. После первой фазы руды подвергались образованиям (Буладон, 1963), связанным с процессами латеризации; в это время образовались панцири и пизолиты, а пласт обогащенной руды полностью окислился и дислоцировался.

Корки (кирасы) возникли в результате горизонтальной миграции марганца в пониженные участки горизонта.

Пизолитовый перекрывающий пласт, по-видимому, является глубоко измененным останцом верхних горизонтов, которые были обеднены марганцем и относительно обогатились железом и алюминием. Пизолиты образовались в результате нарастания слойков соединений алюминия и железа вокруг мелких обломков руды. Поскольку пизолитовый горизонт довольно однороден, ясно, что, в противоположность марганцу, миграция алюминия и железа затруднена. Возможно, наличие марганца мешало миграции железа; коллоидальные растворы гидроокиси марганца $Mn(OH)_4$ имеют слабо кислую реакцию и осаждали гидроокись железа $Fe(OH)_3$, которая является слабым основанием; после этого излишек может мигрировать, образуя почти чистые марганцевые кирасы, а железо фиксируется in situ (Ранкама и Сахама, 1956). Таким образом, пизолитовая толща, по-видимому, дополняла толщу сцементированных пород.

Эволюция морфологических форм при супергенных преобразованиях рудных залежей. Фаза рудного обогащения проходит ниже уровня грунтовых вод. Нижняя граница воздействия грунтовых вод проходила ниже подошвы марганцево-железистых отложений; по-видимому, обеспечивался соответствующий дренаж и продолжительная циркуляция вод в толщах формации. Но этот уровень был, очевидно, ниже, чем в настоящее время; исходя из современного морфологического строения, не может быть постоянного притока вод в минерализованные пласты.

Латеритизация и цементация происходили на уровне поверхности грунтовых вод. В результате пониженного уровня вод обогащенный горизонт подвергался выветриванию. Он был дислоцирован и локально цементирован.

В конечном итоге, после следующего понижения уровня вод, рудные корки сами подвергались эрозии и частично дислоцировались.

Марганцево-железистые поля района Франсвиль, подобно другим плато в районах распространения марганцево-железистых формаций, имеют следы пенепленизации, которая может сравниваться с «внутренней пенепленизацией Камеруна» (Сезален, 1967). Она может соответствовать циклу эрозии, начавшемуся в конце мела или начале эоцена, возможно, с начала миоцена, после эпейрогенических движений, воздействовавших на Африканский континент в конце третичного и начале четвертичного периода. Если это предположение верно, главные фазы супергенной эволюции рудных залежей Моанды следует относить к эоценовому циклу эрозии и пенепленизации.

Происхождение марганца. Во франсвильском бассейне марганцево-железистая формация распространена на площади 400—500 $км^2$. Для отложения такой формации требуется в несколько раз больше марганца, чем общее его количество, растворенное в современном океане (3×10^9 $т$, по подсчетам Меро, 1965). Но во время отложения содержание марганца в морских водах должно было быть сравнимым с объемом растительности, которая уже была достаточно развита в соответствии с объемами органического вещества. Таким сбразом, можно предположить, что во время седиментации марганец поступал в огромных количествах в бассейн седиментации и механизм осадконакопления поддерживал его концентрацию на уровне, сравнимом с растительной жизнью.

Для рудных отложений никопольского типа была предложена гипотеза континентального выщелачивания. Варенцов (1964) предполагает следующий ход процесса. В результате сильного континентального выветривания в почвах накапливался ряд элементов, в особенности железо и марганец. Затем следовал этап эрозии, транспортировки и дифференциального осаждения в мелких участках литорали или в лагунах. Тем не менее относительно франсвильского бассейна такая гипотеза имеет некоторые возражения. Рудные залежи никопольского типа находятся в подошве трансгрессивных серий, образовавшихся вслед за длительным переходом без седиментации, во время которого происходила континентальная аккумуляция. Во франсвильском бассейне химические элементы на континенте не могли накапливаться ни во время отложения базальных песчаников FA — в период активной эрозии, ни в начале осаждения пород FB_1, поскольку в этот период содержание их в породах неизменно увеличивалось, особенно в доломитовых осадках. Появление марганецсодержащих отложений в верхах мощной серии песчанико-пелитового состава ($FA — FB_1$) не согласуется с гипотезой континентального выщелачивания.

Во время нового этапа накопленные в континентальных отложениях компоненты транспортировались в бассейн. При этом марганец опережал менее растворимые элементы, в частности железо. Таким образом, в рудных отложениях никопольского типа глауконитсодержащие глины и песчаники перекрывают пласты марганцевых руд.

В связи с активной вулканической деятельностью в период отложения франсвильской серии, в частности роговиково-марганцевых пород, образования этой серии имеют вулканическое происхождение. Вулканогенно-осадочные марганцевые отложения известны во многих районах мира (Шатский, 1954; Рутье, 1963; Хеветт, 1966) и обычно связаны с кремнистыми породами.

Несмотря на размещение в зонах континентального шельфа, марганцевые залежи Моанды скорее связаны со спилитовым вулканизмом Оконджа, чем с игнимбритовым вулканизмом. Игнимбритовый вулканизм франсвильского бассейна особенно проявился в формации FД после отложения марганцевых руд, в то время как вулканизм района Оконджа развивался именно в период осадконакопления.

Кислые туфы франсвильского бассейна характеризуются очень низким содержанием марганца (около 0,15%). Основные лавы Оконджа и ассоциирующиеся с ними гиалокластиты имеют довольно высокое содержание марганца, иногда достигающее 0,8% (в среднем около 0,35%).

На примере спилитового вулканизма района Оконджа можно объяснить геохимические аномалии и поступление в бассейн значительных количеств марганца во время осаждения пород формации FB_1.

Особенности привноса марганца в бассейн осадконакопления. Возможны два пути поступления марганца в бассейн. Гипотеза, рассматривающая косвенный путь — континентального выщелачивания, имеет то преимущество, что она признает механизм, более доступный нашему пониманию,

чем подводное преобразование, и достаточно просто объясняет размещение рудных залежей. Исходя из этой гипотезы, марганец, переносимый в виде растворов реками, осаждался в их устьях в прибрежных бассейнах. Однако, если принимать во внимание роль спилитового вулканизма, эта точка зрения оказывается несостоятельной из-за отсутствия спилитов на континенте.

Некоторые ученые предполагают, что в бассейн марганец поступал по прямому пути в результате подводного растворения, гидротермальной и эксгаляционной деятельности. Как отмечает Бернар (1968), гипотеза «трансвапоризации» (Брусс, 1968) по-новому освещает проблему минерализации — как таковую, что связана со спилитовым комплексом. Происхождение эксгаляционно-осадочных рудных отложений (Шнейдерхен, 1941) должно рассматриваться именно с этой точки зрения. Подъем магмы через толщу неконсолидированных осадков, импрегнированных соляными растворами, привел к образованию больших количеств гидротермальных флюидов. Эти гидротермальные растворы, вынося из осадочных отложений наиболее подвижные элементы, обогащали морские воды тяжелыми металлами, перераспределение которых проходило в соответствии с зонами седиментации.

Вулканогенно-осадочный характер формации Оконджа доказывает, что магма интрудировала преимущественно в толщи гиалокластитов. Последние образовались из лав, богатых марганцем, и поэтому в результате трансвапоризации морские воды могли обогащаться этим элементом.

Механизм осадочной концентрации марганца. На определенных этапах развития бассейна осадконакопления в растворенном состоянии находились также железо, кальций, магний и кремний, которые в составе лав играли более важную роль, чем марганец. Механизм седиментации дифференцировал осаждение этих элементов, в результате чего марганец отлагался в определенных участках бассейна.

Разделение марганца и железа в остаточных и вулканических процессах изучали многие авторы (Маргендайз, 1956; Краускопф, 1956; Мишар, 1969). Так, Краускопф (1956) показал, что трудно ожидать существенного обогащения растворов по сравнению с лавами, если железо и марганец выносятся в равных пропорциях. Дифференциация железа и марганца происходит в процессе седиментогенеза. Большая часть соединений железа, особенно сульфиды и окислы, менее растворима, чем соединения марганца. Следовательно, железо выпадает раньше. Поэтому любые вулканогенно-осадочные отложения марганца должны ассоциироваться с железистыми осадками, которые им предшествуют. Точно так же образованию марганцево-железистых отложений Бангомбе предшествовало отложение железистых осадков. Но в формации Окума — Бафула ассоциирующие железистые отложения должны быть расположены несколько в стороне (латерально). Питающие марганцево-железистый бассейн воды осаждали значительную часть привносимого железа на периферии зоны осадконакопления, где условия для осаждения карбоната марганца еще не были достигнуты.

Итак, железо и марганец в осадках образуют различные минералогические формы, что играет важную роль при супергенном обогащении рудных отложений.

Растворимость карбоната марганца выше, чем карбоната кальция, однако Мишар (1969) показал, что «прямое осаждение карбоната марганца в общем в условиях моря невозможно из-за высоких содержаний кальция; в восстановительной же среде наблюдается совместное осаждение в результате слабой насыщенности». Мишар утверждает, что известняковые пласты могут быть обогащены марганцем вследствие диффузивного проникновения в осадок, расположенный между окисленной поверхностной зоной и восстановительной глубинной зоной. В соответствии с математической моделью, предложенной этим автором, воды обогащаются марганцем, который может фиксироваться в пропорциях, тем более высоких, чем медленнее проходит седиментация. В формации, вскрытой скважиной Бангомбе, марганец был

связан с карбонатами кальция и магния. Тем не менее степень обогащения марганцем выше, чем по модели Мишара с учетом параметров концентрации морской воды, скорости осаждения и т. д. Во франсвильском бассейне воды должны были быть сильно обогащены марганцем в результате вулканических эксгаляций; в докембрийских морях концентрация кальция была, очевидно, ниже по сравнению с современными. Тем не менее маловероятно, что карбонаты марганца непосредственно выпадали в осадок — для этого требуются концентрации марганца и кальция, в тысячу раз большие, чем в современных морях (Мишар, 1969).

В образовании марганцево-железистых залежей важнейшую роль должны были играть процессы диффузии в глинистых осадках в период раннего диагенеза. Этим процессам благоприятствовали очень низкие скорости осадконакопления, что согласуется с ампелитовым характером отложений.

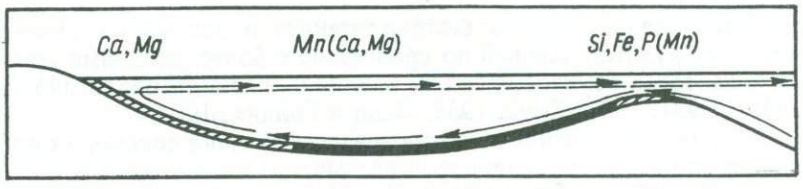


Рис. 7. Схема Бронгерсма-Сандерса (1965), примененная к франсвильскому бассейну.

Палеогеографическая схема. Марганец отлагался в прибрежном бассейне, отделенном подводными поднятиями, на довольно значительном (около 100 *км*) расстоянии от источников эксгаляций, связанных со спилитовым вулканизмом. Вследствие восстановительных условий марганец мог оставаться в растворе и мигрировать на большие расстояния.

Поступление марганца в прибрежные бассейны и распределение в нем осадков можно интерпретировать схемой, аналогичной построениям Бронгерсма-Сандерса (1965) для района Купфершифер. Эта схема была построена на основе специфики циркуляции течений в современных заливах и эстуариях, особенно в заливе Кариако (Венесуэла). Поверхностные течения двигаются по направлению к краям бассейна, в то время как глубинные — к центру, где воды поднимаются к поверхности. Эти течения обусловливают обогащение биогенными элементами и планктоном; содержание кислорода в глубинных течениях должно уменьшаться к центру бассейна из-за разложения мертвого планктона, падающего на дно и вызывающего развитие анаэробной среды. По этой схеме можно объяснить особенности распределения химических осадков во франсвильском бассейне. Элементы, поступающие из открытого моря в глубинные течения, отлагаются в порядке увеличения растворимости (рис. 7): железо, кремний и фосфор — в первую очередь, на подводных поднятиях, отделяющих устье залива, в центре — кальций и магний, фиксируя растворенный марганец в соответствии с рассмотренным выше механизмом; и, наконец, большая часть кальция и магния слагает доломитовые породы внутренних участков залива (бассейн Латурвиль).

ВЫВОДЫ

Концентрация марганца в рудных залежах Моанды проходила в три этапа. Первый из них — магматический: спилитовый вулканизм Оконджа продуцировал лаву с концентрацией, более высокой, чем «кларк» земной коры; второй — осадочный (и диагенетический): марганец, привнесенный из лав, концентрировался в осадках; третий — супергенный: марганец осадочных отложений концентрировался в современных рудных залежах. Рассмотрим нормы концентрации, соответствующие этим трем стадиям, т. е. отношение

содержания марганца на определенной стадии к содержанию в предыдущей, начиная с кларковых концентраций в земной коре 0,1:

Стадия	Содержание Mn, %	Норма концентрации
Магматическая	0,3	3
Осадочная	15	50
Супергенная	45	3

Наиболее высокую норму концентрации имеет осадочная стадия. Однако для формирования руд с высоким содержанием марганца необходимо прохождение всех стадий, без чего возможно лишь возникновение геохимических аномалий.

Осадочная стадия должна была протекать в докембрии. Особенности докембрийских рудных залежей по сравнению с более поздними отложениями, как и факторы, обусловившие их различие, рассматривали многие авторы (Джеймс, 1954, 1966; Хоус, 1958; Лепп и Голдих, 1964).

Большинство авторов предполагают, что со времени докембрия произошла эволюция атмосферы: увеличилось количество кислорода и уменьшилось количество CO_2 в связи с развитием наземной растительности, а морские воды обогатились кальцием и обеднились кремнием за счет кремнистых организмов. Рудные залежи Моанды, как и многие докембрийские марганцевые залежи, ассоциируются с железистыми отложениями; полосчатые текстуры, химическая характеристика (низкое содержание Al_2O_3 и CaO, высокое — SiO_2) и минералогические особенности (наличие гриналита и стильпномелана) типичны для докембрийских образований. Естественно, что факторы, воздействовавшие на осаждение железа, влияли и на отложение марганца. Высокое парциальное давление CO_2 и низкое содержание кальция благоприятствовали концентрации марганца в карбонатном осадке.

Геохимическая обстановка, свойственная докембрийскому осадконакоплению, обусловила именно те особенности марганцевых залежей, которые представляют для нас практический интерес. Эта обстановка контрастирует с менее благоприятными условиями образования более молодых вулканогенно-осадочных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Amstütz A.— Bull. Soc. Geol. Fr., 4, 1929.

Arsandaux H.— C. R. Acad. Sci. Paris, 148, 1909.

Arsandaux H.— C. R. Acad. Sci. Paris, 149, 1909.

Babet V.— C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 16, 1931.

Babet V. Observations géologiques dans la partie méridionale de l'A. E. F. Larose édit. Paris, 1932.

Bache J. J. — Étude d'anomalies géochimiques cuivreuses au confluent Ogooué-Ivindo Rapport B. R. G. M.— LIB-67-A-14 (Inédit).

Barrat M.— C. R. Acad. Sci. Paris, 119, 1894.

Barrat M.— Sur la Gèologie du Congo Français. Ann. Min. Paris 9ème série, 7, 1895.

Baud L.— Notice explicative sur la feuille Franceville-Est. Carte géol. de reconnaissance au 1/500.000. Direct. Mines et Géol. A. E. F. Branzzaville, 1954.

Baud L.— XX Congr. Géol. inter Mexico. Symp. Mn., II, 1956.

Bergé C.— Rapport géologique inedit. Dir. Mines A. E. F. (Arch. B. R. G. M.) 1939.

Bergé G.— Rapport annuel Serv. Géol. A. E. F., 1953.

Bernard A.— Conferences et seminaires de recyclage — Metallogenie, 1. III, Nancy 10—14 juin 1968, inedit.

Bonhomme M., Lucas J. a. Millot G.— Sciences de la Terre X, fasc. 3—4, 1965.

Bonhomme M., Weber F. a. Favre-Mercuret R.— Bull. Ser. Carte Géol. Als. Lorr., 18, fasc. 4, 1965.

Bonhomme M. a. Weber F. — 5eme colloque de géologie africaine Clermont 1969, à paraitredans Ann. Fac. Sci. Clermont fasc. Géol. Miner., 1969.

Bouladon J.— Rapport B. R. G. M.. A. 1830 (juin 1961), inedit, 1961.

Bouladon J.— Rapport B. R. G. M. N 5313 (MPMG (janivier 1963), inedit, 1963.
Bouladon J. et al.— Bull. Ser. Carte Géol. Als. Lorr., 18, fasc. 4, 1965.
Brongersma-Sanders M.— Geol. Rund., 1965, Bd. 55.
Brousse R.— Dans Aubouin J., Brousse R. et Lehmann J. P. (1968).— Précis de géologie. 1, Dunod. ed. Paris, 1968.
Chatelin Y.— Notes de pédologie gabonaise. Cahiers O. R. S. T. O. M., II, fasc. 4, 1964.
Chatsky N. S.— Izv. Akad. Nauk. S. S. S. R. Moscou ser. geol. n 4. Trad. angl. Intern. geol. Rev., 1954.
Choubert B.— Sur les terrains anciens du Gabon. C. R. Acad. Sci., 200, 1935.
Choubert B.— Thèse Fac. Sci. Paris et Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn., 1937.
Donnot M. a. Weber F.— Carte geólogique de reconnaissance au 1/500 000, Franceville-Ouest avec notice explicative. B. R. G. M. (á paraitre), 1969.
Donnot M. a. Weber F.— Carte gáologique de reconnaissance au 1/500.000, Franceville-Est, avec notice explicative. B. R. G. M. (à paraitre), 1969.
Dorr J. Van.— Mato Grosso, Brazil. U. S. Geol. Survey Bull. 946-A, 1945.
Hem J. D.— U. S. Geol. Survey Water-supp. Pap. 1667 A, 17, 1963.
Hewett D. F.— Econ. Geol., 61, 1966.
Hough J. L.— Journ. Sed. Petrol., 1958, 28.
James H. L.— Econ. Geol., 49, 1954.
James H. L.— Geol. Survey, Prof. Paper 440-W, 1966.
Krauskopf K.— XX Congr. Geol. Intern., Mexico, 1956, Symp. Mn., I, 1956.
Lentz O.— Expédition dans l'Ogoway. Rev. mar. et Col., 54, 1877.
Lepp H. a. Goldich S. S.— Econ. Geol., 59, 1964.
Marchandise H.— XX Congr. Geol. Intern., Mexico, 1956. Symp. Mn., 1, 1956.
Mero J. L. The Mineral Ressources of the Sea. Elsevier Publ., C Amsterdam, 1965.
Michard A.— C. R. Acad. Sci. Paris, 267, 1968.
Michard A.— These Sci. Paris, 1969.
Millot G. a. Bonifas M.— Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr 8, 1955.
Nicault J.— Encycl. Mens. outre-mer Paris, août 1953.
Rankama K. a. Sahama Th. G. Geochemistry. The Univ. of Chicago press, 1952.
Routhier P. Les gisements metalliferes, Masson et Cie Edit. Paris, 1963.
Schneiderhohn H. Lehrbuch der Erzlagerstattenkunde. Edit. G. Fischer, Jena, 1941.
Segalen P.— Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cahiers O. R. S. T. O. M. Serie Pedologie, 2, 1967.
Strakhov N. M.— Izvest. Akad. Nauk S. S. S. R. Ser. geol., 5, 1953.
Thienhaus R.— Mineralium Deposita, 2, 4, 1967.
Vachette M.— Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 25, Geol. Min. fasc. 8, 1964.
Varentsov I. M.— Sedimentary mangenese ores. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 1964.
Vidal Ph. Thèse 3e cycle Fac. Sci. Strasbourg, 1968.
Vigier R.— Ann. Min., 1963.
Weber F. Thèse Sci. Strasbourg, 1969.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА БЕЛИНГА В РЕСПУБЛИКЕ ГАБОН

С. И. СИМС

(США)

Железорудное месторождение Белинга является наиболее крупным в районе Мекамбо — огромной, труднодоступной и почти неразведанной территории в северо-восточной части республики Габон (Экваториальная Африка). В Мекамбо расположено пять месторождений: Бока-Бока, Батуола, Белинга, Минкебе и Кокомегуэл (рис. 1). Все они сходны по типу, генезису руд и являются производными докембрийской железорудной формации. Расчеты показывают, что возможные запасы железной руды в районе Мекамбо составляют около 1000 млн. *т* при среднем содержании железа 64%. При дальнейшей разведке эта цифра, вероятно, увеличится.

Район Белинга расположен в 65 *км* к северо-востоку от г. Макоку. Месторождение занимает площадь приблизительно 20 *км* с севера на юг и 5 *км* с востока на запад, центр расположен в точке с координатами 13° 14′ в. ш. и 1° 6′ с. д. На месторождении разведано шесть рудных тел, четыре — не разведано. Рудные тела расположены вдоль гребня горных гряд (рис. 2). Они были разведаны при помощи штолен и топографического картирования.

Бороздовое опробование было выполнено на двух отстоящих друг от друга (на расстоянии 2 *м*) интервалах вдоль стенок штольни. Штольнями пройдено около 8027 *м*. Подсчитанные запасы составляют 515 млн. *т* железной руды со следующим средним составом (в %): Fe — 64,2; SiO_2 — 2,2; Al_2O_3 — 3,5; P — 0,122; п. п. п. — 3,8. В четырех неразведанных рудных телах запасы составляют 50 млн. *т*.

Северо-восточная часть Габона — это обширное плато нижнедокембрийских образований, состоящих в основном из кварцевых диоритов и отдельных участков, представленных амфиболовыми породами железорудной формации. Структурное положение региона и его стратиграфия не изучены. Отдельные стратиграфические комплексы не выделены. Железорудная формация нижнего докембрия представляет собой регионально-метаморфизованную железистую кварцевую породу с отчетливой слоистостью.

Рис. 1. Карта северо-восточной части Габона, включающей железорудную провинцию Мекамбо.
Железорудные месторождения показаны штриховкой.

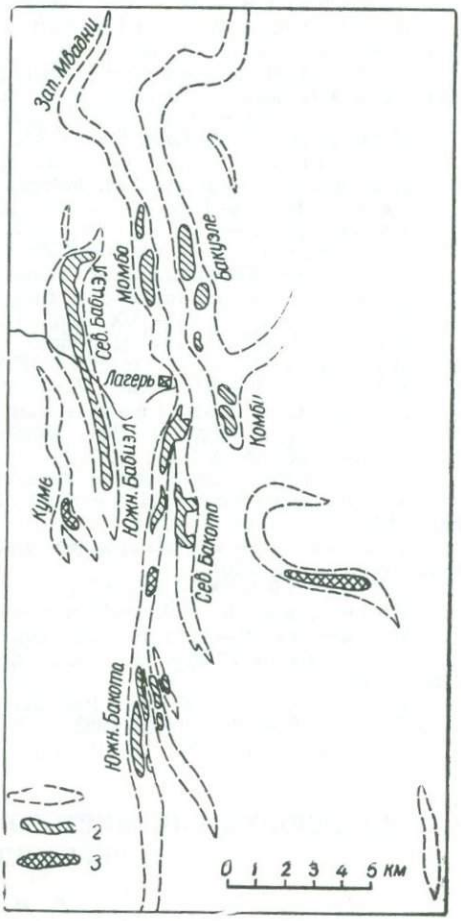


Рис. 2. Карта района Белинга:
1 — граница железистых формаций; *2* — разведанные рудные тела; *3* — неразведанные рудные тела.

Известные обнажения в Габоне наблюдаются в районе, простирающемся от Бока-Бока на юго-востоке через Батуола и Белинга до Минкебе на севере и Кокомегуэл на северо-востоке. Предполагают, что железорудная формация составляет одну стратиграфическую единицу (серию).

Почти повсеместно породы нижнего докембрия выветрены и образуют латеритную кору. Главные минеральные компоненты, за исключением глинозема, окислов железа и кремнезема, выщелочены. Однако во многих местах первичная структура и текстура сохранились. Железорудная формация, более устойчивая к процессам выветривания и эрозии, образует в районе отчетливые гребни.

ТИПЫ ПОРОД РАЙОНА

Железные руды связаны постепенными переходами с породами железорудной формации. Порода с содержанием железа 60% может служить границей между рудой и железорудной формацией. Породы железорудной формации Белинга состоят из чередующихся слоев, чешуек, линз кварца, окислов железа и глинистого материала (главным образом каолинита). Местами формация целиком состоит из гематита и глинистого материала. В рудной формации Белинга выделены итабириты, глинистые итабириты и гематитовые филлиты с учетом относительных количеств кварца, окислов железа и глинистого материала. Термин итабирит здесь применяется в определении Дорра и Барбоса для Бразилии (1963). Породы с содержанием свыше 5% глины называют глинистыми итабиритами, а с содержанием кварца менее 5% — гематитовыми филлитами. На рис. 3 показано относительное количество каждого из трех типов железорудной формации (на основании данных бороздового опробования (в %): итабиритового — 47,1; глинисто-итабиритового — 22,7; гематито-филлитового — 30,2.

Рис. 3. Треугольная диаграмма железистой формации месторождения Белинга

Порода итабиритового типа состоит из чередующихся кварцевых прослоев и окислов железа. Слоистая текстура пород в общем прерывиста, мощность прослоев 0,05 — 10 *мм*. Каждый прослой состоит в основном из кварца или гидроокислов железа. Текстура кварца гранобластовая. Погасание волнистое. Местами видны полосы напряжения.

Размеры зерен кварца в диаметре 0,01 — 0,2 *мм*. Контакт между зернами изменяется от резкого до нечеткого с постепенными переходами. В последнем случае межзерновые промежутки заполнены мельчайшими зернами различных включений. В некоторых образцах зерна кварца имеют удлиненную форму и ориентированы параллельно шарниру изоклинальной складки.

Прослои окислов железа состоят главным образом из зерен гематита (обычно с реликтами магнетита в зернах гематита), а местами из лимонита, частично замещающего гематит. Во многих прослоях наблюдается срастание зерен магнетита с образованием ксеноморфных таблитчатых масс гематита. Прослои окислов железа имеют примерно ту же мощность, что прослои кварца. Контакты между прослоями относительно четкие. В зависимости от степени выветрелости итабирит изменяется от рыхлого до плотного и даже массивного. Выветривание также приводит к нарушению контактов между зернами кварца вследствие выщелачивания кремнезема.

Средний химический состав, определенный для 446 образцов месторождения Белинга, следующий (в вес. %): Fe — 46,9; MgFe — 5,9; SiO_2 — 30,3; P — 0,047; Al_2O_3 — 1,2; п. п. п. — 1,1.

Анализировались как свежие, так и выветрелые образцы.

Для сравнения приводим средний химический состав для 54 образцов невыветрелого итабирита (в вес.%): Fe — 38,8; MgFe — 5,8; SiO_2 — 42,7; P — 0,035; Al_2O_3 — 0,8; п. п. п. — 0,7.

В двух штольнях в итабирите, измененном до лимонита, отмечены находки призматического минерала, предположительно амфибола. Из-за сильной степени изменения породы невозможно было произвести точное диагностирование. В Бока-Бока, как известно, амфиболы в итабирите представлены роговой обманкой и рибекитом, которые, возможно, есть и в Белинге.

Итабиритовый тип в Белинга не является широко распространенной железорудной формацией.

Глинисто-итабиритовый тип представлен глинистыми итабиритами, переслаивающимися с прослоями кварца и окислов железа. Глинистый материал состоит из каолинита, образующего четкие прослои такой же мощности, как и прослои кварца и окислов железа. Вместе с окислами железа глинистый материал образует основную массу породы, в которой находятся зерна гематита. Образцы глинистого итабирита сильно выветрелые и очень рыхлые. Средний химический состав, определенный для 214 образцов глинистого итабирита, следующий (в вес.%): Fe — 49,4; MgFe — 6,5; SiO_2 — 21,9; P — 0,082; Al_2O_3 — 4,1; п. п. п. — 3,0.

Гематито-филлитовый тип представлен породой, состоящей из гематита и глинистого материала, среди которых выделяются отдельные прослои зернистого кварца. Порода мелкозернистая, характеризуется чередованием тонких прослоев гематита и глины. Однако макроскопически она вполне гомогенна. Средний размер зерен гематита 0,02 *мм*. Местами наблюдаются прослои белой глины мощностью до 10 *мм*.

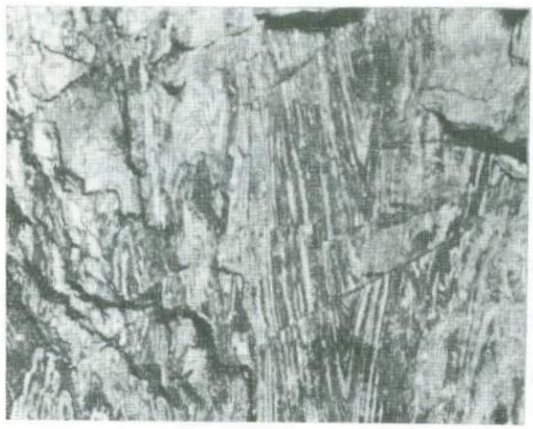


Рис. 4. Изоклинально-складчатый итабирит Момбо.

Прослои кварца достигают мощности 10 *мм* и расположены в общей массе породы неравномерно. Гематитовый филлит представляет собой рыхлую, обычно красноватую породу.

Средний химический состав, определенный для 235 образцов гематитового филлита, следующий (в вес.%): Fe — 52,4; MgFe — 8,1; SiO_2 — 9,3; P — 0,090; Al_2O_3 — 9,2; п. п. п. — 6,0.

Необходимо отметить, что в гематитовом филлите Al_2O_3 находится в избытке по отношению к SiO_2. В данном случае следует предположить, что избыток Al_2O_3 вызван наличием боксита.

Другие типы пород района представляют собой полностью выветрелые аналоги (до каолинита). По реликтовой текстуре и структуре можно судить о наличии следующих типов пород: филлитов, кристаллических сланцев, катакластических пород, интрузивных изверженных пород. Эти типы пород, переслаивающиеся с железорудной формацией, имеют различную мощность: от 1 *м* до нескольких десятков метра. Контакт с железорудной формацией обычно резкий. Для пород характерны линейная структура и складки волочения. Та же картина наблюдается и в железорудной формации. Все это свидетельствует о согласном характере образования как железорудной формации, так и пород других типов. Спорадические линзы кварца, встречающиеся среди рассматриваемых пород, дают основание предполагать, что первичные породы были бедны кварцем. Главные долины района, очевидно, сформированы в этих породах.

Кварцевые жилы секут породы всех типов, как и рудные горизонты (за исключением плотных массивных руд), и являются телами неправильной формы. Встречаются также классические жилы, часто выполненные грубозернистым спекуляритом и почти всегда деформированные. Кварц легко расщепляется, рыхлый. Иногда кварцевые тела имеют пятнистый облик из-за включений белой глины, образовавшейся при выветривании полевых шпатов и, возможно, пегматитов.

Вопросы генезиса железорудной формации изучены слабо. Считают, что итабирит образовался из железистых роговиков при их рекристаллизации в течение регионального метаморфизма. Глинистые компоненты глини-

стого итабирита и гематитового филлита характеризуют перерывы в хемогенном осадкообразовании железистых кварцитов. Во время этих перерывов отлагался кластический материал.

Для пород района Белинга характерна складчатость двух порядков. Складчатость первого, наиболее раннего, порядка имеет изоклинальный характер и образована в результате метаморфизма пород и их перекристаллизации.

Крылья складок выклиниваются, шарниры четкие, утолщенные (рис. 4). Складки этого типа характерны для всего района. Размеры их в сечении от микроскопических до нескольких метров. Замковые линии этих складок определяют общую линейную ориентировку района. Из рис. 5 видно,

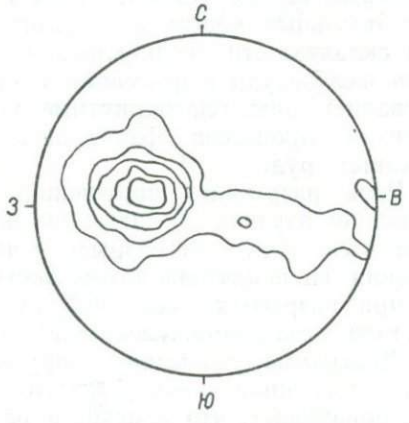


Рис. 5. Диаграмма линейной ориентировки складок в породах района Белинга.

Равноплощадная сетка; нижняя гемисфера; 165 замеров; изолинии соответствуют 3, 6, 9, 12, 15 и 18%.

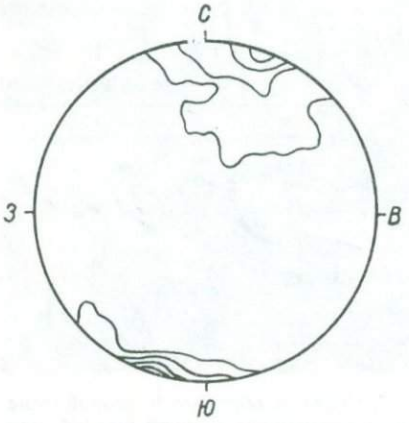


Рис. 6. Диаграмма ориентировки осей складок второй генерации в породах района Белинга.

Равноплощадная сетка; нижняя гемисфера; 203 замера; изолинии соответствуют 3, 6, 9 и 12%.

что максимальная концентрация точек соответствует погружению складки под углом 70° (50° к северо-востоку), а поворот этих точек вокруг горизонтальной оси соответствует простиранию примерно 17° на северо-восток. Горизонтальное вращение вызвано складкообразованием, соответствующим времени формирования складок второго порядка. Складки этого типа отличаются примерно горизонтальными осями и открытыми шарнирами с множеством пустот, параллельных напластованию. Эти складки характеризуют складкообразование по хрупким породам и местами имеют почти V-образную форму.

На рис. 6 показана диаграмма ориентировки 203 осей складок, концентрирующихся примерно в горизонтальной плоскости и ориентированных под углом 18° к северо-востоку. Эти складки встречаются исключительно в выщелоченной железорудной формации (кроме плотных массивных руд) и образованы в результате обрушения при выщелачивании кремнезема (рис. 7).

Все породы района Белинга полосчатые. Полосчатость, как правило, совпадает с первичной слоистостью осадконакопления, иногда она изменена в результате процессов рекристаллизации, но в целом отражает седиментогенез. В некоторых обнажениях, однако, между слоистостью и напластованием наблюдается угловое несогласие. Так, в гематитовом филлите первичное напластование зернистого кварца несогласно со слоистостью. Угловое несогласие также наблюдается между сланцем и пластинчатой рудой. Результаты измерений (1496 замеров) показывают, что для слоистости характерно падение в общем 30° на юго-восток и простирание 15° на северо-запад (рис. 8), что отражает тенденцию к распределению складчатости

второго типа вокруг горизонтальной оси, имеющий также простирание 15° на северо-восток. Изоклинальная складчатость не показана, так как оба крыла изоклинальных складок имеют одинаковое залегание. Исходя из того, что складки второго порядка отражают характер складчатости первого порядка и что залегание слоев в районе Белинга относительно устойчивое, можно предположить, что породы здесь изоклинально дислоцированы на большой площади и вследствие этого неоднократно обнажаются в различных точках района. Кроме того, в отдельных местах в результате этой складчатости увеличилась мощность железорудной формации и образовались зоны, благоприятные для развития процессов формирования железных руд.

Рис. 7. Складки обрушения второй генерации в высококачественной рыхлой пластинчатой руде. Южн. Бакота.

Роль разрывных нарушений в районе не изучена. В штольнях наблюдаются отдельные разрывные нарушения. Не исключена возможность, что при разработке железной руды будут открыты многочисленные разломы. Диаграмма разрывных нарушений, составленная по замерам в штольнях, показывает, что плоскости разрывных нарушений ориентированы в двух направлениях — в субмеридиональном и северо-восточном (20°), т. е. во втором случае их ориентировка почти совпадает с простиранием осей складок второго порядка. Следовательно, можно предположить, что разрывные нарушения образовались в результате обрушения пород железорудной формации.

Железные руды района Белинга приурочены к перегибам сводовых частей гребней в 10 рудных зонах (см. рис. 2). Книзу руды переходят в породы железорудной формации. Контакт руды с породами формации может находиться либо вблизи поверхности (около 1 *м*), либо погружаться до 100 *м*. Поверхность контакта неровная вследствие проникновения руды в породы железорудной формации. Форма рудных тел грубо плитообразная, вытянутая вдоль простирания гряд. Ширина рудных тел перпендикулярна к гряде, а линия мощности — к поверхности гряды.

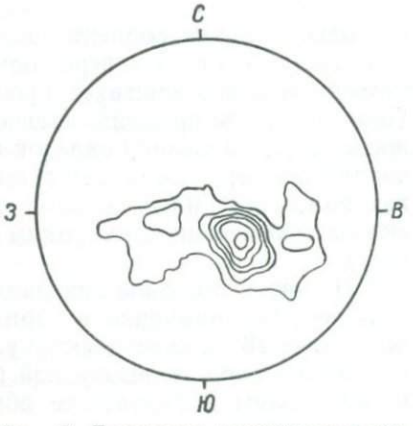


Рис. 8. Диаграмма ориентировки слоистости в породах района Белинга.

Равноплощадная сетка; нижняя гемисфера; 1496 точек; изолинии соответствуют 2, 4, 6, 8, 10%.

Результаты разведки показывают, что почти все руды Белинги залегают на глубине, не превышающей 100 *м*.

Классификация железной руды проведена на основании содержания железа, ее текстурных и структурных особенностей.

Высококачественные руды содержат более 66% Fe, средние — 60—66, бедные — 45—60%. Экономически выгодны только руды первых двух типов. Текстура руд либо рыхлая, либо плотная за счет вторичного лимонита. Встречаются массивные руды. Структура руды зернистая, пластинчатая,

иногда афанитовая. Руды Белинга (высококачественные и средние) можно подразделить на следующие типы: твердые массивные, плотные пластинчатые, рыхлые пластинчатые, рыхлые зернистые. Редко встречаются плотные зернистые и твердые зернистые.

Как видно из данных табл. 1, в рудных телах преобладают рыхлые пластинчатые и плотные пластинчатые руды.

Массивные руды характерны для одного рудного тела; рыхлые зернистые — широко распространены, но процент их в целом невысок; плотные пластинчатые, как правило, встречаются на поверхности и книзу переходят в рыхлые зернистые и пластинчатые. Однако в некоторых местах прямо под почвой обнаружены пластинчатые рыхлые руды. Для рудного тела Южн. Бакота характерны выходы твердых массивных руд на поверхность.

Таблица 1

Распределение руд различных типов в рудных телах района Белинга, об. %

Рудное тело	Тип руды			
	рыхлый пластинчатый	рыхлый зернистый	плотный пластинчатый	плотный массивный
Сев. Бакота	50,0	7,8	38,7	3,5
Южн. Бакота	45,3	12,1	8,5	34,1
Бакуэле	65,8	11,9	20,3	4,0
Момбо	40,5	6,1	53,4	0
Сев. Бабиэл	13,9	2,5	83,6	0
Южн. Бабиэл	57,2	9,5	33,3	0
Комби	88,9	8,5	0	2,6
Белинга	46,1	9,4	33,4	11,1

Они также прослеживаются на глубину. Переходы между рудами — постепенные, и на расстоянии несколько метров слоистость обычно не видна.

Рассмотрим отдельный тип руды — канга, являющийся детритовым материалом, который сцементирован лимонитом и образовался вследствие разрушения железной руды и пород железорудной формации. Руды этого типа имеют подчиненное значение, встречаются обычно на поверхности, их мощность редко достигает 2 *м*. В Бразилии, как известно, тип канга имеет большое значение в общем объеме железной руды (Dorr, 1964). Эти различия можно объяснить разной степенью эрозии железорудных пород.

Средний химический состав руды канга для района Белинга (в %): Fe — 61,3; P — 0,158; SiO_2 — 0,7; Al_2O_3 — 5,3; п. п. п. — 5,2. Железные руды состоят здесь преимущественно из гематита с лимонитом и небольшими примесями кварца и глинистого материала.

Магнетит встречается в гематите в виде небольших включений (менее 1%). Лимонит образует оторочки вокруг зерен гематита, выполняет также межзерновые пространства и часто служит основной цементирующей массой. Наблюдаются случаи замещения зерен гематита лимонитом вдоль плоскости напластования с образованием плотных пластин. Гематит встречается как в форме зерен, так и в форме спекулярита. Последний характерен для массивных руд, но иногда встречается в пустотах рыхлых пластинчатых руд, где образует плотные скопления. Зерна гематита изменяются в диаметре от 0,05 до 0,5 *мм* при среднем размере 0,1 *мм*.

Пластинки спекулярита образуют прорастания на зернах гематита; местами наблюдаются согласно залегающие пластины, состоящие из взаимно проросших кристаллов. В образцах твердых массивных руд и рыхлых пластинчатых мелкозернистый спекулярит образует линейные полости. Кристаллы спекулярита образовались за счет замещения зерен кварца. Особенно четко процессы замещения заметны в твердых массивных рудах.

В большинстве руд кварц содержится в виде рыхлых зерен (меньше 5%). Зерна кварца, как правило, залегают параллельно слоистости руды.

Глинистые минералы встречаются в некоторых типах руд в виде первичного материала, а также образуют натечные формы на обломках минералов вследствие процессов инфильтрации с поверхности.

Слоистость руд различная. В твердых массивных рудах она едва заметна. При более тщательном визуальном наблюдении прослеживается тонкая слоистость и изоклинальная складчатость, образованные зернами кварца и более пористым материалом. Складчатость и пористость весьма сходны с таковыми в итабирите. В рыхлых рудах слоистость четче и образуется за счет пластин плотного гематита на фоне более рыхлого материала. Мелкая изоклинальная складчатость в основном не сохранилась, так как она «смазана» позднейшими складчатыми процессами. В плотных пластинчатых

Таблица 2

Результаты химических анализов бороздовых проб различных типов руд среднего качества района Белинга, вес. %

Компонент	Тип руды			
	плотный массивный	плотный пластинчатый	рыхлый пластинчатый	рыхлый зернистый
Fe	63,6	63,4	63,9	62,2
MgFe	0,3	5,1	7,9	9,2
P	0,128	0,165	0,101	0,072
SiO_2	1,3	1,3	2,2	6,4
Al_2O_3	4,1	3,2	2,3	1,7
П. п. п.	2,6	4,0	3,2	2,4

Таблица 3

Результаты химических анализов бороздовых проб различных типов руд высокого качества района Белинга, вес. %

Компонент	Тип руды		
	плотный массивный	плотный пластинчатый	рыхлый пластинчатый
Fe	67,3	67,2	67,5
Mg, Fe	0,4	6,8	5,9
P	0,082	0,116	0,078
SiO_2	0,7	0,5	1,3
Al_2O_3	1,7	1,4	1,2
П. п. п.	1,2	1,4	0,9

рудах слоистость четко отбивается по пластинам гематита, сцементированного, а иногда и частично замещенного лимонитом.

Пористость руд варьирует от 8 (плотные массивные руды) до 55% (некоторые образцы рыхлых зернистых руд). Плотность разных типов руд следующая (в $т/м^3$): плотная массивная руда — 4,2; плотная пластинчатая — 3,6; рыхлая пластинчатая — 2,9; рыхлая зернистая — 2,6.

Есть все основания предполагать (табл. 2 и 3), что рыхлая зернистая руда имеет тот же химический состав, что и рыхлая пластинчатая. Обращает на себя внимание тот факт, что содержание Al_2O_3 и потери после прокаливания относительно высоки для всех типов руд, особенно среднего качества. Эти показатели, как известно, свидетельствуют о наличии латеритного глинистого материала, образованного вследствие инфильтрации метеорных вод. Содержание фосфора относительно высоко в рудах, где относительно высоки содержание Al_2O_3 и потери после прокаливания, что, вероятно, обусловлено прочной связью глинозема с фосфором и лимонитом. Результаты изучения месторождения Белинга показывают, что существует прямая зависимость между содержанием лимонита и фосфора. Все виды анализов выполнены на образцах, не подвергшихся действию воды, которая выщелачивает мелкозернистый кварц.

Глинистый материал, встречающийся вдоль нарушений в руде, обычно образуется за счет инфильтрации его по нарушениям поверхностными водами.

Проведены также гранулометрические исследования плотных пластинчатых и рыхлых пластинчатых руд. Результаты этих исследований еще раз подтвердили мнение, что в общем существует незначительная разница между размерами фракций образцов разных типов руд, однако содержание Al_2O_3 несколько выше в более грубозернистых разностях, а содержание SiO_2 немного больше в более мелкозернистых. Содержание фосфора в целом не зависит от размера фракций.

Все гипотезы образования железных руд Белинга учитывают две стадии, в которых происходила концентрация окислов желе-

за. Они отличаются по времени и условиям накопления руд, а также типам образовавшихся руд.

В первую стадию образовались плотные массивные руды вследствие замещения кварца гематитом. Предполагают, что процессы замещения следовали сразу же за процессами метаморфического преобразования пород и были, возможно, связаны с гидротермальной деятельностью.

Предполагаемая схема образования плотных массивных руд подтверждается некоторыми геологическими данными: 1) характерными структурными особенностями, присущими в целом железорудной формации; 2) наличием проросших кристаллов спекулярита; 3) замещением кварца спекуляритом; 4) наличием плотной массивной руды только в одном рудном теле; она менее характерна для других рудных тел и не имеет видимой связи с экзогенными факторами; 5) залеганием линз массивной руды мощностью до 1 *м* с угловым несогласием в невыщелоченных прослоях итабирита; линзы этого типа имеют отчетливо выраженный метасоматический характер с сохранением мелких изоклинальных складок; отсутствие процессов выщелачивания в итабирите исключает возможность гипергенного образования руды; 6) отсутствием процессов гидратации или замещения гематита лимонитом; содержанием наименьшего количества реликтового магнетита в гематите; это свидетельствует о том, что процессы замещения магнетита гематитом наиболее полно проявились именно в таком типе руд; 7) наличием кварцевых жил с крупнозернистым спекуляритом во многих рудных телах, что свидетельствует об активной гидротермальной деятельности; небольшие жеоды спекулярита в рудах, как полагают, это линзы кварца, не полностью замещенного спекуляритом; оставшийся кварц был выщелочен.

Можно предположить, что определенные зоны рудной формации были более благоприятными для проникновения гидротермальных растворов. Такие зоны в основном приурочены к сводовым частям складок. В них плотные массивные руды образовались вследствие замещения кварца, причем степень замещения определила качество руды. Источником железа, как полагают, был окисленный до гематита магнетит.

Приведенная выше схема, объясняющая источник поступления металла, требует более обоснованных доказательств.

В позднейшие геологические эпохи, когда железорудная формация была выведена на поверхность, преобладали процессы выветривания с интенсивным выносом кварца метеорными водами. В результате образовались пористые гематитсодержащие породы. Параллельно с выщелачиванием кварца происходило преобразование других компонентов пород в глинистые минералы.

Окислы железа вблизи поверхности были частично гидратированы. Образовались плотные пластинчатые руды. Гидратация характерна для близповерхностных условий и может быть отнесена к процессам вегетации, описанных Рукмиком (Rucmick, 1963) в Серро-Боливар в Венесуэле.

Образование руды того или иного типа зависит от степени выщелачивания, гидратации и особенностей обогащенных гематитом пород, а также от распределения кварца и гематита в первичной рудной формации. Например, глинистый итабирит может служить производным железной руды с высоким содержанием алюминия; пластовые руды могут образоваться из итабирита с плотными прослоями гематита. Из менее плотного гематита в итабирите возникают зернистые руды, а из частично выщелоченного итабирита — руды среднего качества. Выщелачивание кварца несомненно происходит и в настоящее время.

Геологические данные подтверждают, что образование железных руд (за исключением плотных массивных) происходит вследствие выщелачивания кварца из железорудной формации: 1) железная руда локализуется главным образом вблизи поверхности; 2) железные руды переходят в железорудную формацию на глубине менее 100 *м*; 3) измерения плотности и пористости показывают, что если поровые пространства в рыхлых пластинчатых и

зернистых рудах заполнены кварцем, плотность породы соответствует плотности итабирита; 4) структуры обрушения в рудах свидетельствуют о выносе большого количества материала; 5) в двух штольнях четко устанавливае-

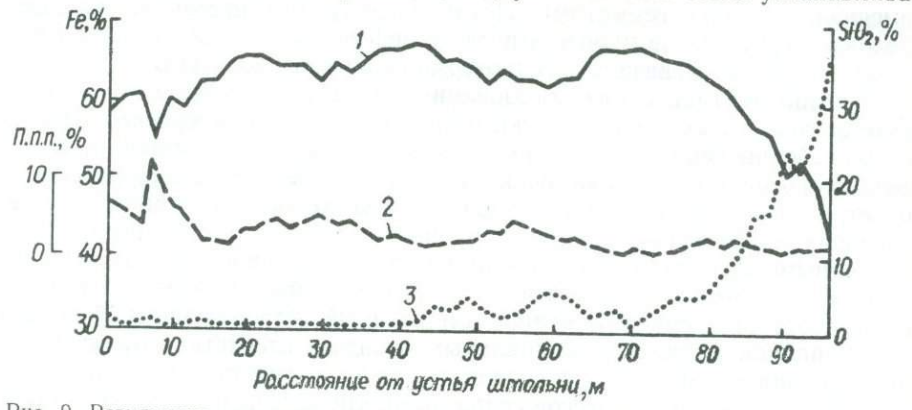


Рис. 9. Результаты химического анализа пород, полученных при бороздовом опробовании в районе Батуола.
1 — железо; *2* — потери после прокаливания; *3* — кремнезем

тся переход по падению пластов от железной руды к породам железорудной формации; 6) измерения содержания SiO_2 показывают, что его величина изменяется от нуля (в рудных зонах штолен) до $14 \cdot 10^{-4}$% (в основании рудных слоев). Содержание SiO_2 в р. Ивиндо составляет $9 \cdot 10^{-4}$%. Эти данные показывают, что в современных условиях происходит растворение и вынос SiO_2.

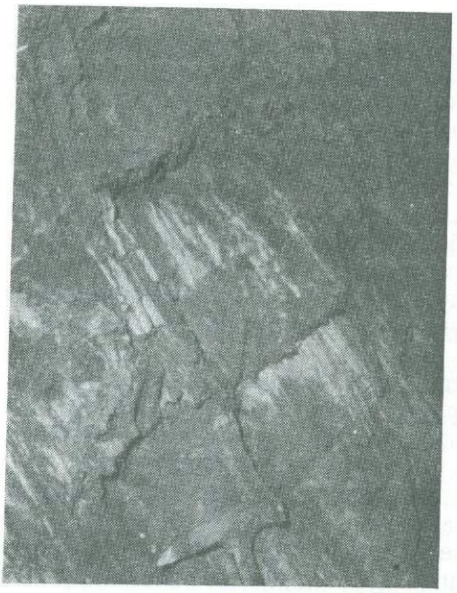


Рис. 10. Рыхлая пластинчатая руда, переходящая с глубиной в итабирит. Сев. Бакота.
В центре — белые прослои зернистого кварца.

Как видно из рис. 9, содержание железа и потери при прокаливании уменьшаются с глубиной, а величина SiO_2 увеличивается, т. е. с глубиной количество выщелачиваемого кварца уменьшается. Были также проведены измерения плотности для 100 образцов в залегающих породах, характезующие четыре основных типа руд — плотных массивных, плотных пластинчатых, а также рыхлых пластинчатых и зернистых. Используя показатели плотности, определенные на месте для рыхлых пластинчатых и зернистых руд, и допуская, что поровые пространства заполнены кварцем, а окислы железа представлены гематитом, можно вычислить плотности для теоретической невыщелоченной кварц-гематитовой породы: пределы пористости — 30—55%; средняя пористость — 36%; пределы вычисленных плотностей — 3,1—4,2; средняя вычисленная плотность — 3,7.

По данным плотности можно узнать содержание SiO_2 и Fe, допуская наличие в породе только гематита и кварца. Так, содержание Fe в предполагаемом итабирите составляло 20—52% (в среднем 40,5%).

Среднее содержание Fe в свежем, невыветрелом итабирите составляет 38,8%. Следовательно, вычисленное содержание Fe в итабирите до его выщелачивания (40,6%) хорошо согласуется со средним содержанием Fe в

свежем природном итабирите (38,8%) и дает все основания предположить, что рыхлые пластинчатые и зернистые руды могли образоваться только вследствие одного выщелачивания.

В двух штольнях наблюдаются переходы от руд к породам железорудной формации. В одной из них из вертикально падающих слоев отобраны образцы пластинчатой руды (верхняя часть забоя штольни) и итабирита (дно забоя штольни) (табл. 4, рис. 10). Расстояние между точками отбора составляло около 2 *м*.

Парк предполагает (Park, 1959), что массивные руды во Французской Экваториальной Африке образовались вследствие гипергенного замещения кварца гематитом. Вполне возможно, что локально, в небольших масштабах, могли образовываться на поверхности отдельные скопления гематита. Для Белинга это явление не характерно. Исходя из приведенных выше данных, огромные количества массивных руд района Бако и далее к югу нельзя считать гипергенными.

Таблица 4

Результаты химических анализов пластинчатой руды и итабирита района Белинга, вес. %

Компонент	Пластинчатая руда (верхняя часть забоя)	Итабирит (дно забоя)
Fe	62,3	55,8
MgFe	3,3	1,3
P	0,032	0,040
SiO_2	7,8	19,2
Al_2O_3	1,3	3,0
П. п. п.	1,2	1,0

В заключение следует отметить, что образование месторождения Белинга было результатом гипергенного выщелачивания кварца из железорудной формации, мощность которой увеличилась за счет изоклинального складкообразования. При гидротермальном замещении кварца гематитом формация локально обогатилась железом. Взаимодействие структурных факторов и процессов метасоматического замещения в докембрии создали благоприятные условия для поверхностного выщелачивания, когда вся область Белинга была приподнята и подвержена процессам выветривания. Такая устойчивая геологическая обстановка была характерна для Центрального Африканского щита.

ЛИТЕРАТУРА

Barrot M.— Ann. Mines, Paris, 9th Ser., 7, 1895.

Launay L. de. Les Richesses Minerales del'Afrique: Beranger, Paris, 1904.

Periquet L. Mission d'Etudes au Gabon: Chemin de Fer du Nord et Mission Hydrographique, Paris, 1911.

Choukert B.— Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn, 1937.

Chochine N. Notes sur trois gisements de for daus la zone F, inedit, Arch. Div. Mines, Brazzaville, 1938.

Rouquette G.— Arch. Div. Mines., Brazzaville, 1938.

Chochine N.— Gov. Gen. de l'A. E. F., Paris, 1950.

Devigne J. P. a. Plegat R.— Rap. Ann. Serv. Geol. A. E. F., 1954.

Aubague M.— Bull. Div. Mines et Geol. A. E. F., 7, 1955.

Aubague M.— Bull. Div. Mines et Geol. A. E. F., 8, 1956.

Hudeley H. a. Belmonte Y. Carte geologique de la Republique Gabonaise: B. R. G. M. 1966.

Dorr, J. V. M. II. a. Barbosa A. L. M.— U. S. G. S. Prof. Paper 341-C, 1963.

Mekambo Syndicat.— Bethlehem Steel Corp. privt. rept., 1959.

Dorr J. V. M. II.— Econ. Geol., 59, 1964.

Ruckmick J. C.— Econ. Geol., 58, 1963.

Park C. F. Ir. Econ. Geol., 54, 1959.

Дж. Ван Дорр: Не свидетельствуют ли особенности распределения гипергенных руд о том, что рудообразование в районе было связано с отдельными поднятиями? Другими словами: связано ли рудообразование с какой-либо древней определенной поверхностью выветривания или с пенепленом?

С. И. Симс: Образование гипергенных руд связано, по-видимому, с древней эрозионной поверхностью. Абсолютные отметки рудных тел в районе Мекамбо примерно равны.

Г. А. Гросс: Каковы количественные соотношения между гипергенными и гипогенными рудами?

С. И. Симс: Гипергенные руды составляют около 10% всех руд.

Б. Шубер: Есть ли связь между месторождениями Белинга и Бока-Бока в восточной части региона или эти два месторождения не связаны друг с другом?

С. И. Симс: Я думаю, что такая связь существует, по крайней мере, между железорудными формациями Белинга и Бока-Бока. Более точных данных у нас пока нет.

ИТАБИРИТОВЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ЛИБЕРИЙСКОГО И ГВИАНСКОГО ЩИТОВ

Г. ГРУСС

(ФРГ)

Либерию, Сьерра-Леоне и Венесуэлу в настоящее время можно считать странами-поставщиками очень ценной железной руды для промышленности Соединенных Штатов Америки и некоторых стран Европы.

Все руды этих стран добываются в итабиритовых железорудных месторождениях. Сходство и местами полная аналогия качественных особенностей руд, а также общность геологии месторождений обусловили общность методики изучения и описания итабиритовых месторождений железа обоих континентов.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ИТАБИРИТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЛИБЕРИЙСКОГО И ГВИАНСКОГО ЩИТОВ

На основании радиогенных данных, абсолютный возраст итабиритовой формации в пределах Либерийского и Гвианского щитов составляет 2500 — 3000 млн. лет.

Данные абсолютного возраста были получены преимущественно по гнейсам, развитым в ядерных участках обоих щитов. Сюда входят так называемые сланцы Касила на территории Сьерра-Леоне (3200 млн. лет), большая часть гранитной по составу или гранулитовой подстилающей толщи этой страны (270 0— 3600 млн. лет), а также гнейсы итабиритовых месторождений Бонг Рейндж (2910 — 3280 млн. лет), Мано Ривер (2660 — 3350 млн. лет) и Нимба (2500 млн. лет) в Либерии. Такой возраст в пределах Гвианского щита имеют также гнейсы итабиритовой серии Итамака — 2700 — 2900 млн. лет. Все возрастные данные получены по минералам рубидий-стронциевым методом.

Кристаллическое основание щитов перекрывается в различной степени метаморфизованными осадочными и изверженными породами. От большинства других докембрийских щитов эти образования отличаются различной степенью метаморфизма.

Эти породы представлены кварцитами, кварцево-мусковитовыми сланцами и амфиболитами. Имеются также изверженные породы, которые переслаиваются с итабиритами. Хотя в Африке и Южной Америке положение этих образований несколько различное (например, если сравнить серии Камбия в Сьерра-Леоне и Нимба в Либерии с сериями Симандоу в Гвиане и Иматака в Венесуэле), их можно рассматривать как одновозрастные.

Так как базальные гнейсы являются результатом преобразования осадочных пород, их возраст должен быть сходен с возрастом лежащих выше метаморфизованных осадочных пород и их итабиритов. Таким образом, и гнейсы, и итабириты можно рассматривать как образования докембрия I.

Уже в раннем докембрии упомянутые выше осадки были интенсивно деформированы. Складчатость сопровождалась более или менее сильным метаморфизмом (например, в Либерии от фации зеленых сланцев до амфибо-

литовой фации). Геотермический градиент данного метаморфизма в пределах итабиритового месторождения Бонг Рейндж (амфиболитовая фация) достигал 5,5 *кбар* и температуры 570—630° С, что соответствует глубинам 20 *км* (рис. 1). Местами этот региональный метаморфизм становился еще более сильным и приводил к образованию гнейсов и гранитных интрузий (Сула Маунтин в Сьерра-Леоне, граниты Ивокрама в Гвиане).

Подобные процессы максимально затронули прибрежные участки обоих щитов: в глубь континентов интенсивность регионального метаморфизма

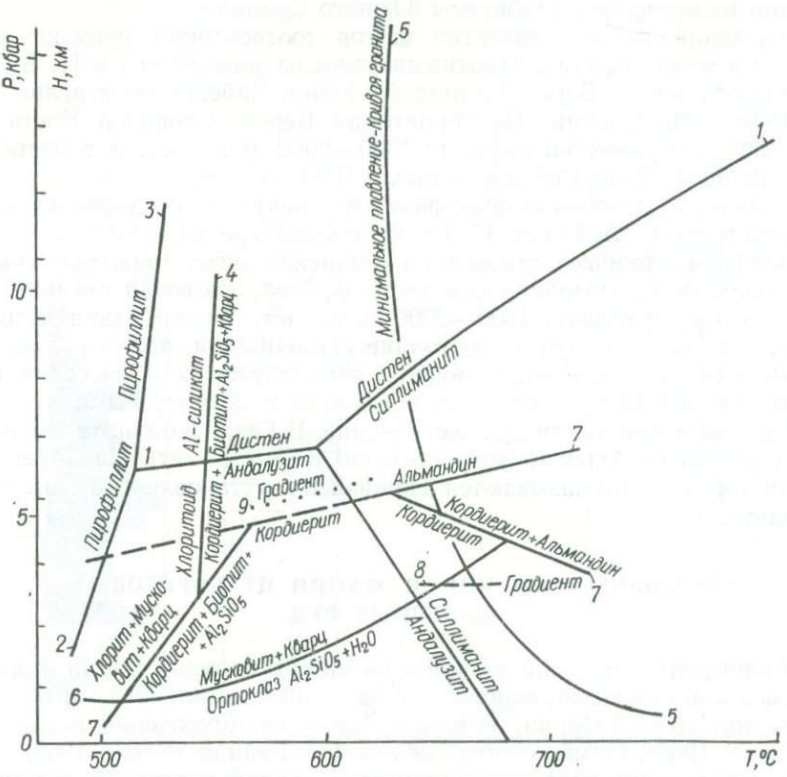


Рис. 1. Диаграмма геотермического градиента древнего регионального метаморфизма и позднего термального метафоризма в полях температура — давление метаморфизма высокой ступени. Район Бонг Рейндж, по Ю. Штобернак.

Кривые по данным: 1 — Альтхаус, 1967$_а$; 2 — Альтхаус, 1966; 3 — Альтхаус, 1967$_б$; 4 — Хошек, 1967; 5 — Таттл и Боуэн, 1958; 6 — Эванс, 1965; 7 — Хиршберг и Винклер, 1968. *Геотермические градиенты:* 8 — древнего метаморфизма; 9 — позднего метаморфизма.

постепенно ослабевает. На основании результатов исследований в Либерии Лео Уайт (1967) пришел к выводу, что время складчатости и метаморфизма в этом районе относится к докембрию I и скорее всего составляет 2500 — 3000 млн. лет, что соответствует возрасту гранитов в Гвиане, а также серии Ивокрама (2595 млн. лет). Проявление орогенеза в пределах щитов характеризуется нарастающей направленностью от их прибрежных участков в глубь континентов. Это наблюдается для серии Иматака в Венесуэле (южное ответвление) и для месторождений Либерии (Бонг Рейндж, Боми-Хилл с северным ответвлением).

В прибрежной части щитов, где степень метаморфизма более высокая, преобладают брахискладки, тогда как в ядерной части складчатость часто близка к изоклинальной.

Орогенез не привел к консолидации этих двух щитов. В более поздние периоды докембрия рассмотренные образования были перекрыты мощной толщей изверженных и осадочных пород докембрия II (например, серия

Пастора в Венесуэле возрастом 1600 — 1800 млн. лет, так называемая серия Барримиен, породами которой, как предполагают многие, сложена большая часть Восточно-Либерийского щита на территории Берега Слоновой Кости, Ганы и Верхней Вольты). Возраст этой толщи 1800 — 2000 млн. лет (Machens, 1966).

До последнего времени итабириты в этих среднедокембрийских сериях Либерийского щита не обнаружены. Однако в пределах Гвианского щита среднедокембрийский возраст имеют итабириты и гондиты области Амара в Бразилии и, возможно, итабириты Южного Суринама.

Следующий период развития щитов соответствует времени второго орогенеза и метаморфизма, охвативших породы докембрия I и II. В результате этого отложения Берега Слоновой Кости и Либерии подверглись огнейсованию и гранитизации. На территории Берега Слоновой Кости время метаморфизма ограничено цифрами 1800—2000 млн. лет, а в месторождениях итабиритов Бонг Рейндж — около 1600 млн. лет.

В отличие от первого метаморфизма градиент второго достигал 3,5 *кбар*, что соответствует глубинам 13 *км* и температуре 640—680° С. Орогенез и метаморфизм, сходные с таковыми в Гвианском щите, проходили также и в Либерийском щите. Возраст этого метаморфизма, исключая так называемые юные граниты, составляет 1800—2000 млн. лет. Впоследствии в пределах обоих щитов было достигнуто состояние устойчивости, поэтому более молодые докембрийские осадочные породы принадлежат к молассовой фации, они практически не претерпели складчатости и метаморфизма и несогласно перекрывают кристаллическое основание. В Гвианском щите они принадлежат к формации Рорайма (возраст около 1675 млн. лет). На Либерийском щите эти образования называются Тарквайен и установлены в Гане и Верхней Вольте.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ФАЦИИ ИТАБИРИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

До настоящего времени взаимоотношения осадочных фаций итабиритов с вмещающими породами, основанные на данных детального картирования, описаны только в Либерии, т. е. в районах месторождений Бонг Рейндж (Stobernack, 1968), Нимба (Berge, 1968) и Гоу Рейндж (Berge, 1965).

По результатам картирования разрез данной осадочной толщи везде начинается кварцитами мощностью несколько сотен метров, которые местами становятся грубозернистыми и даже конгломератовидными, что и вскрывает характерные особенности осадконакопления при формировании итабиритов (Бонг и Гоу Рейндж). Выше обычно залегает толща кварц-мусковитовых или кварц-биотитовых сланцев, мощность которых, например в районе Нимба, достигает 700 *м*. Породы, аналогичные отмеченным выше, залегают в основании итабиритовой толщи Иматака в Венесуэле.

После формирования указанных пород в пределах обоих щитов накапливались итабириты. Скорее всего этот процесс происходил неповсеместно, спорадически. Мощность образовавшихся итабиритов различная. Например, мощность итабиритов серии Иматака в Венесуэле местами не превышает нескольких метров; только в крупных месторождениях она увеличивается до нескольких десятков и даже сотен метров. Часто подобное увеличение мощности связано с более поздней складчатостью. Установлены следующие истинные мощности осадочных итабиритов (в *м*): Серро-Боливар — 200; Бонг Рейндж — 20—80; Нимба — 250—400.

Вполне закономерно, что участки с относительно интенсивным накоплением итабиритов были позже преобразованы в синклинали. Очевидно, синклинали, будучи седиментационными продуктивными участками прогибания, мульдами, аккумулировали значительно больше осадочного материала, чем относительно тектонически стабильные соседние участки.

На территории Гвианского и Либерийского щитов итабириты обычно

принадлежат к окисной фации Г. Л. Джеймса (1954). Итабириты карбонатной и сульфатной фаций практически отсутствуют. В пределах обоих щитов преобладают магнетито-гематитовые кварцевые итабириты с примесью в разных количествах железистых силикатов (гриналита, грюнерита, куммингтонита). Филлитовидные итабириты, возможно, были специальной фацией, где кварц замещался хлоритом, серицитом и амфиболом. К этому типу принадлежат месторождения Тонколили (Сьерра-Леоне), Мано Ривер и Вологизи (Либерия) в Либерийском щите.

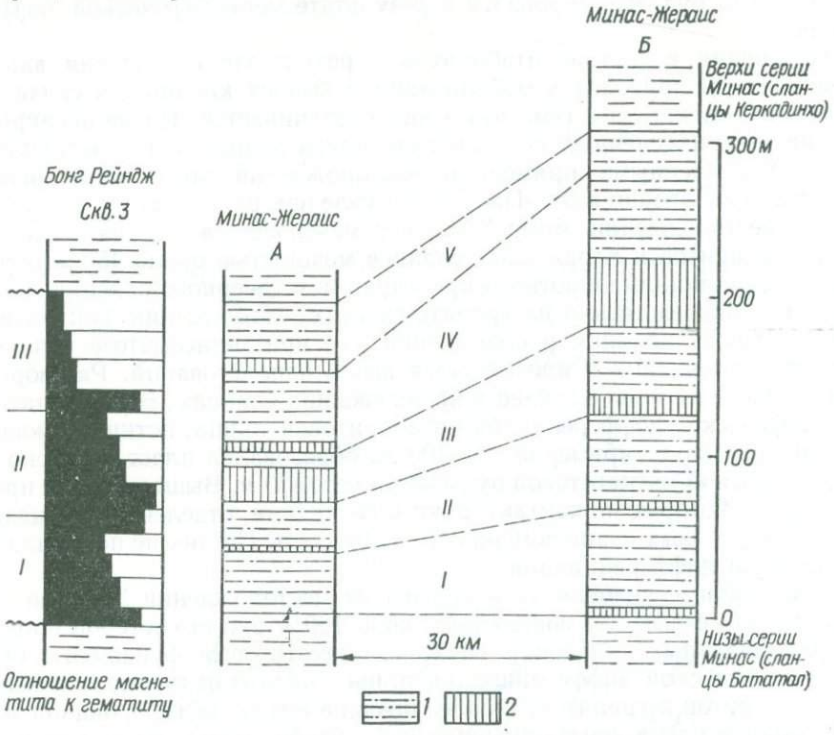


Рис. 2. Циклическая седиментация итабиритовых железистых формаций:
1 — итабириты магнетитовые и гематит-кварцевой фации; *2* — лимониты, глины, доломиты.

Формирование различных итабиритовых фаций происходило в определенной ритмичной последовательности. Так, в месторождении Серро-Боливар силикатные разности итабиритов преимущественно появляются на периферии синклиналей, т. е. в основании разреза, тогда как в ядерной части синклиналей, т. е. в более высокой части итабиритового разреза, силикатные разности не выявлены. Аналогичные наблюдения можно сделать в так называемом Северном месторождении района Бонг Рейндж (Либерия), именно в той части, для которой характерна пологая складчатость. Толщу итабиритов этого месторождения мощностью 73 *м* можно разделить на три сменяющие друг друга зоны, в которых постепенно происходят следующие изменения фаций: от подошвы к кровле увеличивается степень окисления, а в конце каждой зоны или прекращалась седиментация с последующим ее возобновлением, или же резко сменялись условия седиментации, характерной для начала каждого цикла (рис. 2).

Подобные циклы также известны в итабиритовых сериях других докембрийских щитов. Такова, например, серия Минас в Бразилии (Gruss, 1967; Eichler, 1968) или Канаде (Goodwin, 1956). Аналоги этих циклов можно найти в оолитовых минеттовых рудах Лотарингии (Budenicek, 1960).

Стратиграфической кровлей итабиритов являются многократно повторяющиеся в разной степени метаморфизованные сланцы (например, в пределах месторождений Бонг Рейндж и Нимба).

ОБРАЗОВАНИЕ ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫХ РУД В РЕЗУЛЬТАТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Экономическое значение итабиритов заключается в том, что к ним приурочены крупные месторождения высококачественных железных руд. Происхождение их связано с эпигенетическими преобразованиями итабиритов. Выделяется два типа высококачественных руд. Первый из них, метаморфогенный, еще 30 лет назад представлял значительный экономический интерес. Этот тип руд сформировался в результате метаморфической дифференциации.

Изменения в составе итабиритов в результате повышения давления и температуры приводят к мобилизации и выносу кремния, в связи с чем содержание магнетита и гематита в них увеличивается. После перекристаллизации этих измененных пород образовались рудные тела массивной текстуры. Характерными примерами месторождений этого типа являются Боми-Хилл в Либерии и Эль-Пао в Венесуэле (см. рис. 7—8).

На месторождении Боми-Хилс перемежающаяся первично-осадочная толща итабиритов и хлоритовых сланцев мощностью около 450 *м* образует пологую синклиналь широтного простирания и северного падения, которая залегает непосредственно на гранито-гнейсах. Наблюдения показали, что процесс выноса кремния и обогащения руд при метасоматозе начался на контакте с гранитами и продолжался вдоль напластований. Растворенный кремний был частично осажден в нижележащих сланцах. В результате этой метаморфической дифференциации итабиритовой толщи, истинная мощность которой составляет примерно 80—100 *м*, образовался пласт согласно залегающей плотной магнетитовой руды мощностью 30 *м*. Вышележащие прослои итабиритов, которые не контактируют с гранитами, отделены от фундамента пачкой хлоритовых сланцев мощностью 20—50 *м*. На них не повлияла метаморфическая дифференциация.

Аналогичные условия установлены на месторождении Эль-Пао. Здесь итабиритовая формация мощностью около 100 *м* вжата системой широтных и меридиональных складок в гнейсово-мигматитовый фундамент. Однако к метаморфической дифференциации привел не этот непосредственный контакт итабиритов и гранитов, а более поздние интрузии габброидной магмы. Поднявшаяся магма контактировала как с итабиритами, так и с гранитами. Влиянием этой магмы обусловлена метаморфическая дифференциация, аналогичная описанной для месторождения Боми-Хилл. На геологической карте Эль-Пао хорошо показано, что высококачественные железные руды приурочены к контакту габбро с итабиритами, а не к контакту последних с гранитами.

Возраст процессов метаморфогенного рудообразования может быть определен предположительно. Наиболее вероятно, что эти процессы происходили во время второго орогенеза и метаморфизма, которые проявились в пределах обоих щитов и обусловили сходные метаморфические преобразования (1600 млн. лет).

ФОРМИРОВАНИЕ ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫХ РУД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Второй тип высококачественных руд, образовавшихся в результате процессов выветривания итабиритов, значительно чаще встречается в обоих щитах в сравнении с рудами, сформированными в результате метаморфической дифференциации.

Этот тип высококачественных руд образовался из итабиритов в результате выноса кремния дождевыми и почвенными водами, что привело к обогащению их железом и алюминием (остаточная формация).

В пределах обоих щитов в течение наиболее молодого периода геологической истории преобладали климатические условия тропиков.

Дождевые воды, содержащие небольшое количество CO_2, могут перенести в раствор значительную часть кремния. В то же время такие компоненты, как железо и алюминий, растворяются относительно слабее.

Таблица 1

Характеристика растворяемости некоторых химических элементов

Месторождение	Размер зерен итабиритов, *мм*	Растворяемость, *мг/л*		
		SiO_2	Fe	Al
Серро-Боливар, Венесуэла (Ruckmick, 1963)	0,05—0,15	10—15	0,05—01	Не обн.
Минас-Жераис, Бразилия (Eichler, 1967)	0,05—0,1	6,20	0,34	1,95
То же	0,5—1,5	1,60	0,14	0,84

Растворимость кремния итабиритов зависит от величины контактирующей с водой поверхности кварца, т. е. от размеров кварцевых зерен (табл. 1). Важным фактором считается продолжительность времени, когда породы

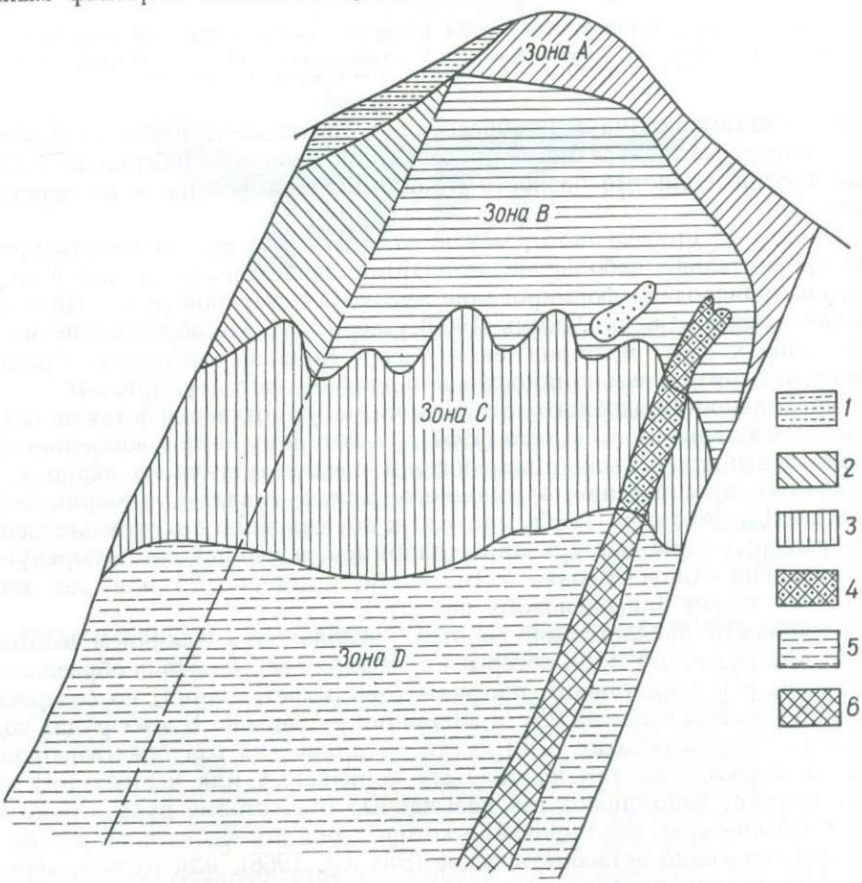


Рис. 3. Разрез рудного тела в штате Минас-Жераис (Бразилия).

Зона А — богатые руды коркового типа; Fe — 63—68%
Зона В — богатые чешуйчатые до порошковых руды («синяя пыль»); Fe — 60—68%: *1* — сцементированные руды, богатые алюминием; *2* — выветрелые руды, богатые алюминием.
Зона С — мягкие выветрелые итабириты; Fe — 40—50%: *3* — обломочные итабириты, богатые алюминием; *4* — богатые мартитовые руды
Зона Д — свежие магнетито-гематитовые итабириты; Fe — 37—38%: *5* — итабириты, богатые слюдой и амфиболами; *6* — богатые руды — продукт метаморфической дифференциации; Fe — 63—68%.

подвергались действию воды. Исследования Эйхлера в районе Минас-Жераис в Бразилии показывают, что необходимо 25 дней, чтобы вода растворила значительное количество SiO_2. Эти данные относятся не к периоду максимальных дождей, когда почвенные воды содержат большую часть растворенного кремния (0,5—2,0 *млг/л*), а к концу сухого периода (8—10 *млг/л*) (рис. 3).

В пределах Гвианского и Либерийского щитов высококачественные руды формации коры выветривания редко встречаются на территории прибрежных участков. Обычно они находятся в 300 *км* от берега океана. Это особенно характерно для месторождений Нимба и Симандоу в Либерии и Гвинее, для районов Серро-Боливар и Сан-Исидро в Венесуэле. Рассматривая зависимость выщелачивания кварца от размеров зерен итабиритов, можно отметить, что его распределение скорее всего обусловлено разной

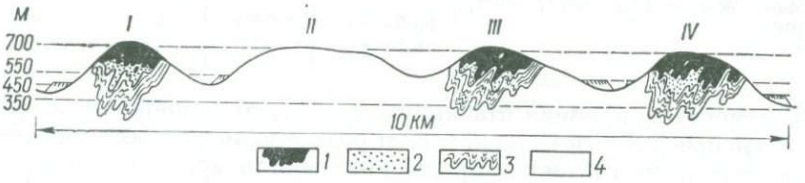


Рис. 4. Морфология кряжа Айрон Кводрэнгл — Сан-Исидро (Венесуэла):
I — Эль-Тамира; *II* — Пургаторио; *III* — Сан-Хоакин; *IV* — Сан-Исидро; *1* — богатые руды; *2* — итабириты; *3* — сланцы; *4* — гнейсы.

степенью метаморфизма этих образований. Зернистость итабиритов зависит от степени их метаморфизма. В пределах Гвианского и Либерийского щитов более крупнозернистые разности итабиритов приурочены к их береговым участкам.

Исходя из приведенного, можно отметить, что растворимость кремнезема сравнительно небольшая, и поэтому важно знать, в какой период времени происходило формирование высококачественной руды. На основании наблюдений Дж. С. Рукмик (1963) утверждает, что образование высококачественных руд месторождения Серро-Боливар началось примерно 24 млн. лет тому, т. е. оно происходило позднее олигоцена (рис. 4).

Правильность подобного датирования могут подтвердить также результаты исследования Л. С. Кинга (1957), по которому северо-восточная часть Бразильского щита была приподнята в начале третичного периода. Это обусловило прохождение эрозионного цикла (цикл Сурамарикано) и, согласно Дж. Эйхлеру (1967), привело к образованию высококачественных железных руд коры выветривания (например, в «Железном Четырехугольнике» района Минас-Жераис в Бразилии, примерно 26 млн. лет назад, что соответствует олигоценовому периоду).

Стройность предлагаемой гипотезы осложняется наличием высококачественных руд иного типа, которые по размерам зерен близки образованиям зон B_1, B_2 и С нормального профиля коры выветривания, но содержание железа в которых выше на 2%, а алюминия — меньше. В этих рудах содержится вторичный гематит. Они имеют металлически голубоватый оттенок; легко отличаются от так называемых коричневых или черных руд коры выветривания; напоминают так называемые гематитовые руды «Железного Четырехугольника», формирование которых ряд исследователей рассматривает как гипогенно-метасоматическое (Эйхлер, 1968), или руды Северо-Западной Австралии, представленные исключительно формацией коры выветривания (Маклеод). Таким образом, существуют различные мнения относительно генезиса голубых высококачественных руд месторождений Нимба в Либерии и Симандоу в Гвинее.

Приуроченность голубых руд высокого качества к более высоким и поэтому древнейшим плато (рис. 5), чем пенеплен Гондваны, подтверждает то, что они образовались при выветривании итабиритов в период домелового

цикла. Доказательством более древнего возраста голубых руд является более высокая степень тектонических дислокаций. Не понятны причины изменений содержаний минералов (перекристаллизация гематита) и низкие содержания алюминия в руде. Как считает Эйхлер, в процессе гидролиза итабиритов растворяется не только кремний, но и значительное количество алюминия. Таким образом, голубые руды представляются более ранними по сравнению с высококачественными рудами пенеплена Гондваны. Согласно наблюдениям Маклеода, цемент в верхней части профиля выветривания в составе богатых руд Северо-Западной Австралии обычно представлен лимонитом, в нижней — гематитом.

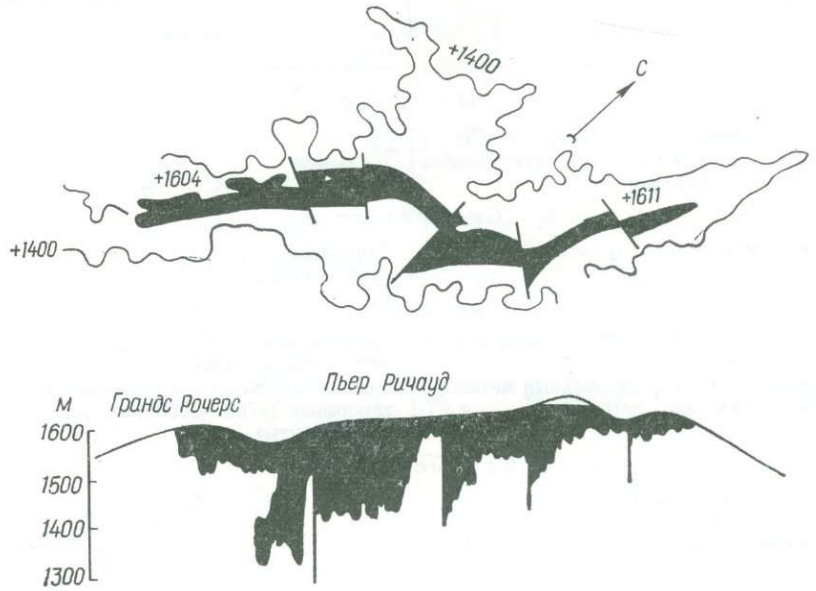


Рис. 5. Размещение богатых голубых руд в районе Нимба (Гвинея).

На основании всех приведенных данных мы считаем, что голубые высококачественные руды районов Нимба и цепи Симандоу относятся к формации коры выветривания. Перекристаллизация и цементация руд гематитом еще не служит достаточным доказательством гипогенно-метасоматических процессов. Ниже коричневых и черных высококачественных руд в нижней части разреза коры выветривания физико-химические условия способствовали перекристаллизации гематита, что и привело к образованию голубых руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ИТАБИРИТАМИ ГВИАНСКОГО И ЛИБЕРИЙСКОГО ЩИТОВ

В результате анализа произведена корреляция возраста итабиритов Гвианского и Либерийского щитов внутри докембрийских образований (табл. 2), их фациальные разности объединены в ассоциации пластов, отмечено сходство их орогенических модификаций и метаморфизма и, в конечном итоге, установлено сходство условий формирования различных итабиритовых руд высокого качества. Сравнительная интерпретация фактов свидетельствует о том, что геология итабирита обоих щитов примерно идентична, и поэтому следует обратить особое внимание на их взаимоотношения (рис. 6).

Кроме синхронности геологических событий, отмеченных выше, наблюдается симметрия структур обоих щитов (например, в характере разветвления складчатости, распределении зон одинаковой степени метаморфизма, аналогичном распределении железорудных типов итабиритов). Факты и аргументы, касающиеся полной идентичности тектонических структур обоих

щитов и в особенности прибрежных их участков, можно рассматривать как главное доказательство того, что в период формирования Гвианский и Либерийский щиты были единой областью и, по крайней мере, итабиритовые провинции щитов принадлежали к единому бассейну осадконакопления, который позднее развился как геосинклиналь. В течение орогенезов последняя была превращена в горную цепь с симметричной структурой и четкой гребневидной центральной зоной, вдоль которой данный ороген был разде-

Таблица 2

Докембрий Либерийского и Гвианского щитов

Либерийский щит	Гвианский щит
Орогенез	
Складкообразование и метаморфизм (700—800 млн. лет, гнейсы СЗ — ЮВ простирания, Либерия и Сьерра-Леоне)	
Седиментация	
Тарквэен (Гана) (фации моласс)	Формация Рорайма, (1675 млн. лет) (фации моласс)
Орогенез	
Метатексис — анатексис (1800—2000 млн. лет), граниты и гнейсы Складкообразование и региональный метаморфизм (2500—3000 млн. лет)	Метатексис — анатексис (1800—2000 млн. лет), «молодые граниты» Складкообразование и региональный метаморфизм (2700—2900 млн. лет), «старые граниты»
Седиментация	
Итабириты. Серия Камбия Метаморфизованные осадки Серия Симандоу, серия Нимба, серия Дагомея	
Несогласие?	
Фундамент (?)	
Граниты, сланцы Касила (3200 млн. лет), гранулиты «фундамента» (2700—3600 млн. лет)	

Консолидация

лен на Либерийский и Гвианский щиты. Это произошло в период распада континента Гондваны, который можно отнести к раннему мелу.

Месторождение Эль-Пао в Венесуэле известно с 1926 г. Производительность рудника превышает здесь 3 млн. *т*. В 1969 г. добыча и экспорт руды достигли 3,65 млн. *т*.

В отличие от месторождений районов Серро-Боливар и Сан-Исидро месторождение Эль-Пао содержит высококачественные итабиритовые руды, образованные в результате метаморфической дифференциации. Они слагают две пологие синклинали, одна из которых простирается в направлении СВ 80°, охватывает площадь 1000 × 500 *м* и прослеживается до глубины 350 *м*. Следующая широтная синклиналь, располагающаяся севернее, охватывает площадь 700 × 500 *м*. Обе синклинальные складки представляют собой два главных направления складчатости, сочетания которых образуют своеобразную решетку.

Метасоматическая минерализация месторождения Эль-Пао повсеместно приурочена к контакту итабиритов с габбровой интрузией (рис. 7). Рудное тело достигает мощности 10—50 *м*. В подошве его залегают метаморфические итабириты. В кровле его залегают интрузии среднезернистого габбро (норит). Дальнейшее распространение габбро ограничивается рудным телом. Метасоматические высококачественные руды состоят из гематита и магнетита, содержащихся в различных количествах. Размеры зерен этих минералов

достигают 10 *мм*. Результаты анализа метасоматически богатой руды следующие (в %): Fe — 67,5—71,0; SiO_2 — 0,1—0,7; Al_2O_3 — 0,1—4,0; S — 0,01—0,1; P — 0,01—0,03

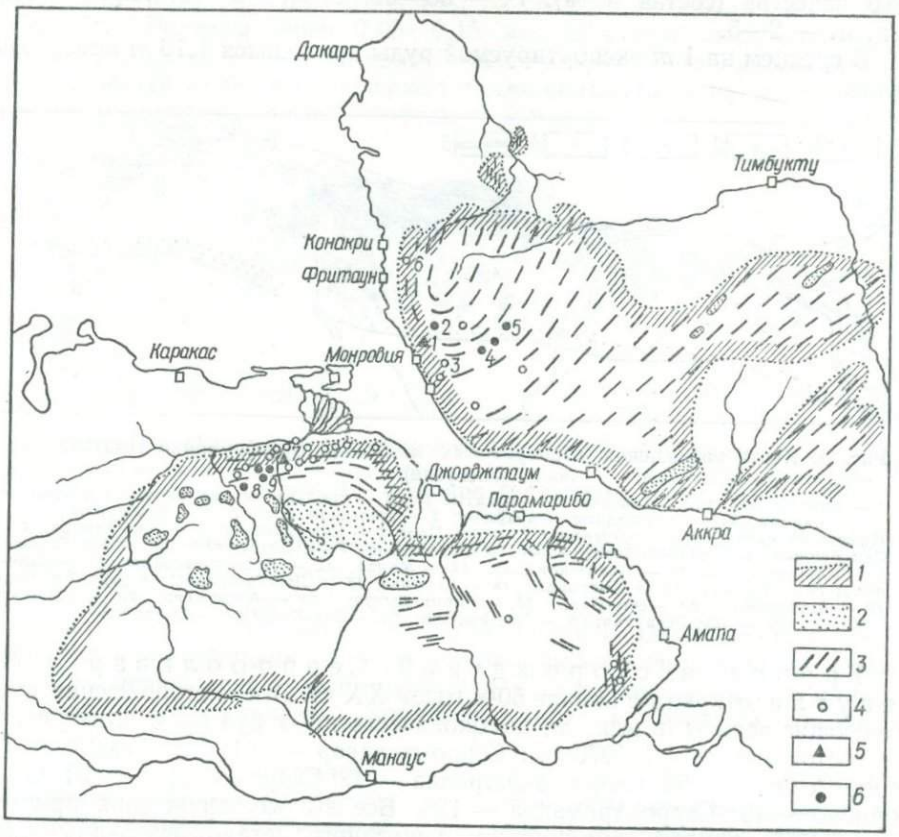


Рис. 6. Размещение железорудных месторождений Либерии и Гвианского щита:

1 — докембрийские щиты; *2* — формация Рорайма (Тарквайен); *3* — простирание структур; *4* — итабириты, *5* — богатые руды — продукты метаморфической дифференциации; *6* —высококачественные руды обогащенные.

Цифры на карте: *1* — Боми-Хилл; *2* — Мано Ривер; *3* — Бонг Рейндж; *4* — Нимба; *5* — Симандоу; *6* — Марампа; *7* — Эль-Пао, *8* — Серро-Боливар + Эль-Тамира; *9* — Сан-Исидро.

Все породы в пределах обнаженных участков подвержены глубоким изменениям, в особенности итабириты. В связи с высокой степенью метаморфизма и связанным с ним укрупнением зерен (1—5 *мм*) процессы выветривания на месторождении проявились с малой интенсивностью, но зато распространились на большую глубину. Таким образом, здесь не образовались

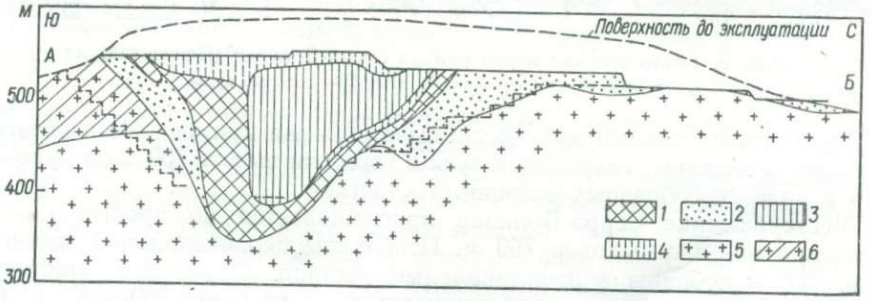


Рис. 7. Геологический разрез района Эль-Пао (Венесуэла):

1 — кусковатая руда; *2* — выветрелые итабириты; *3* — габбро свежие; *4* — габбро выветрелые; *5* — гнейсы свежие; *6* — гнейсы выветрелые.

«подлинные» богатые руды коры выветривания. Наблюдается лишь концентрация железа, которая является обычной для зоны С профиля коры выветривания итабиритов, т. е. формируются кремнистые руды хорошего качества (состав в %): Fe — 56—62; SiO_2 — 6—10; Al_2O_3 — 2—4; п. п. п. — 2—5.

В среднем на 1 *т* экспортируемой руды приходится 1,16 *т* вмещающей породы.

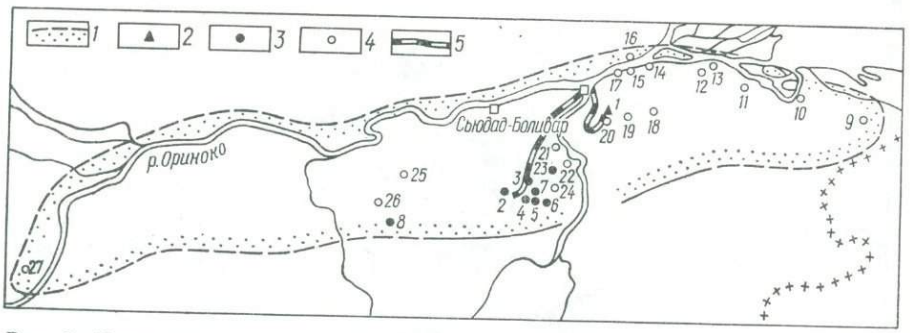


Рис. 8. Карта размещения итабиритовых железных руд формации Иматака (Венесуэла):

1 — породы формации Иматака; *2* — богатые руды — продукт метаморфической дефференциации; *3* — обогащенные итабириты; *5* — железная дорога; *4* — итабириты. Цифры на карте (*месторождения*): *1* — Эль-Пао; *2* — Сан-Боливар; *3* — Эль-Тамира, *4* — Сан-Исидро; *5* — Лас-Пайлас; *6* — Лас-Барранкос; *7* — Сан-Хоакин; *8* — Эль-Труэно; *9* — Каракарикора; *10* — Лас-Эскондида; *11* — Маноа; *12* — Лас-Репресалиа; *13* — Сакупана; *14* — Пиакоа; *15* — Империал; *16* — Сорондо; *17* — Лас-Гастильос; *18* — Лас-Грулья; *19* — Алгарробо; *20* — Эль-Пао; *21* — Мария-Луиза; *22* — Аримагва; *23* — Торибье; *24* — Лас-Эстрелья; *25* — Рио Карони; *26* — Эль-Кафе; *27* — Синаруко.

Группа месторождений Серро-Боливар в Венесуэле открыта в начале 50-х годов XX ст. Эти месторождения имеют следующие запасы (в млн. *т*) высококачественных руд коры выветривания (по состоянию на 1.I 1970 г.): Серро-Боливар — 361; Эль-Тамира — 148; Серро-Редондо — 92; Серро-ла-Эстрелла — 42; Серро-Рикардо — 31; Серро-Торибио — 19; Серро-Аримаква — 136. Все эти месторождения представляют собой реликты синклинория, сложенного метаморфизованными осадочными породами типа итабиритов, который прослеживается от месторождения Серро-Боливар до Рио Карони (рис. 8).

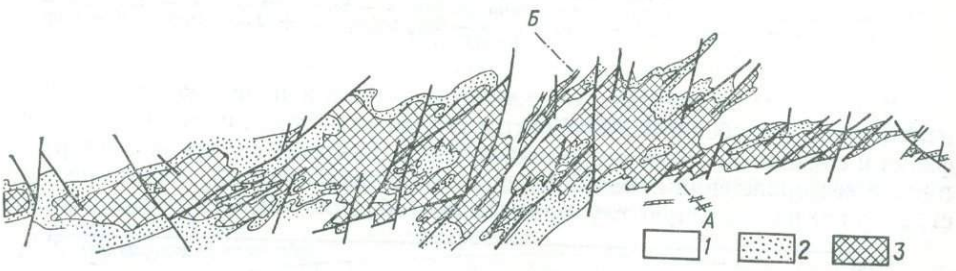


Рис. 9. Геологическая карта района Серро-Боливар (Венесуэла):

1 — латериты; *2* — итабириты; *3* — богатые руды.

Высококачественные руды коры выветривания приурочены к древнему пенеплену Гондваны, сохранившемуся в горах на высоте 700 *м* над уровнем моря в виде своеобразных островных участков.

Месторождение Серро-Боливар прослеживается по простиранию на 20 *км* при ширине выходов 750 *м*. Итабириты первоначальной мощности около 200 *м* собраны в изоклинальные складки. Отдельные синклинали наклонены вправо и могут прослеживаться до глубины 200—250 *м*. Они разделяются резкими антиклинальными перегибами, в пределах которых выходят сланцы, подстилающие итабириты (рис. 9, 10). Железные руды

принадлежат к высококачественным рудам коры выветривания. На месторождении наблюдается типичный профиль выветривания итабиритов, описанный выше. В составе свежих пород месторождения преобладают грубополосчатые (0,05—2,0 *см*) итабириты со средним содержанием Fe 39% и SiO_2 42%. Размеры зерен 0,05—0,15 *мм*. Обычным железосодержащим минералом, кроме магнетита, является спекулярит. Подавляющее большинство разностей итабиритов содержит также силикаты — мусковит, серицит и менее распространенные амфиболы и пироксены.

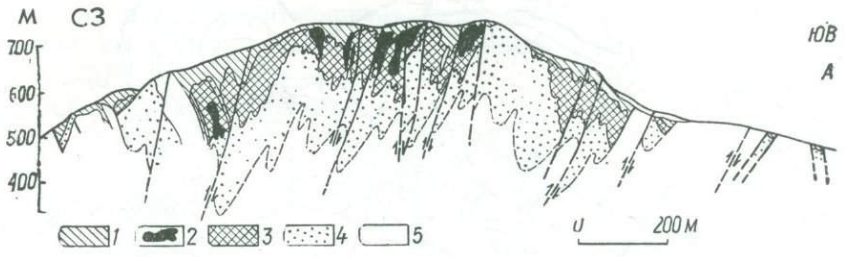


Рис. 10. Поперечный разрез района Серро-Боливар по линии *А—Б*:
1 — руды корового типа; *2* — черные рудные фракции; *3* — коричневые рудные фракции; *4* — итабириты; *5* — латериты.

Свежие породы сменяются рыхлыми итабиритами зоны С, мощность которой нередко превышает 10 *м*.

Мы исследовали два типа руд (табл. 3).

Выше, на глубине около 100 *м*, установлена более мощная зона В, представленная черными и коричневыми высококачественными рудами. При этом черные руды сформировались в основном за счет итабиритов, не содержащих силикатов; коричневые — по силикатным итабиритам (табл. 4).

Таблица 3

Результаты химических анализов руд и итабиритов зоны С месторождения Серро-Боливар, %

Компонент	Силикатные богатые руды	Рыхлые итабириты
Fe	50—62	45—55
SiO_2	6—10	≈ 30
Al_2O_3	1	0,5
П. п. п.	3	1,5

Таблица 4

Результаты химических анализов руд зоны В месторождения Серро-Боливар, %

Компонент	Коричневые руды	Черные руды
Fe	62—64	66—68
SiO_2	0—6	0—6
Al_2O_3	1	1
П. п. п.	3	0—3

Установлено, что коричневые богатые руды в большинстве случаев приурочены к периферийным участкам синклиналей, а черные — к центральным. Около 2/3 запасов зоны В представлено коричневыми рудами, остальная часть — черными.

Месторождение Сан-Исидро в Венесуэле располагается в 15 *км* к югу от Серро-Боливар. Оно открыто в 1948 г. (рис. 11). В 1969 г. здесь добыто 400 000 *т* железной руды.

Месторождение Сан-Исидро состоит из 8 участков, расположенных невдалеке друг от друга. Общие запасы железной руды составляют здесь 1200 млн. *т* со средним содержанием железа 55%.

Месторождение приурочено к синклинорию, сложенному метаосадочными породами типа итабиритов. Итабириты собраны в крутые складки запад-юго-западного простирания, разделенные складчатой системой меридионального направления. Рудный район охватывает общую площадь около 5 × 10 *км*. В сравнении с пенепленом Гондваны с отметками 700 *м*

над уровнем моря данный район является более молодым. Как и в районе Серро-Боливар, в этом месторождении залегают высококачественные руды двух типов — коричневые и черные (табл. 5, рис. 12).

По сравнению с Серро-Боливар на месторождении Сан-Исидро преобладают черные руды. Количественное отношение черных руд к коричневым

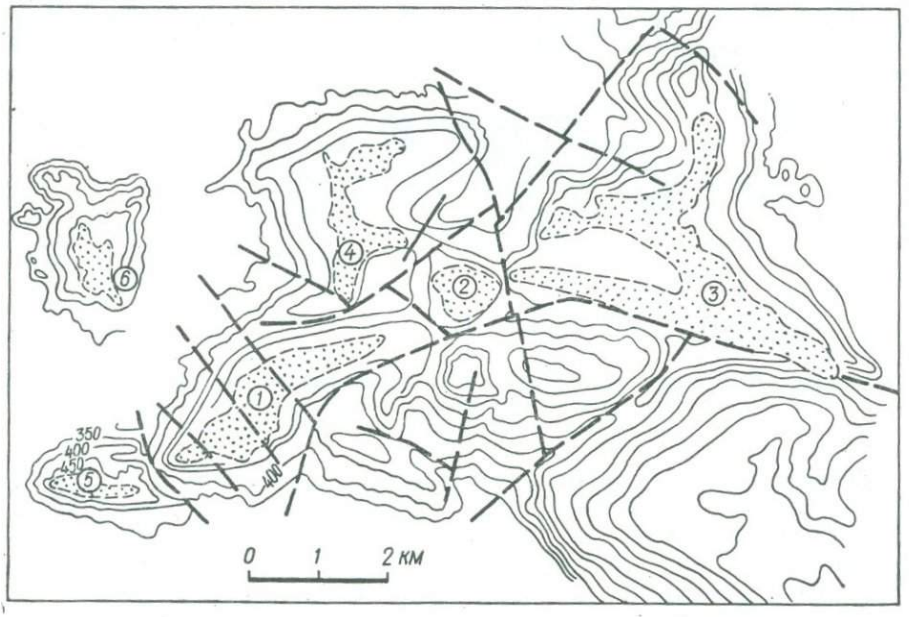


Рис. 11. Схематическая карта района Айрон Кводрэнгл — Сан-Исидро (Венесуэла).

составляет 2 : 1. Мощность лимонитовых корковых руд обычно достигает 10 *м*. Приподошвенные участки этих руд располагаются на глубине 30 *м*.

Месторождение Боми-Хилл в Либерии известно с 30-х годов XX ст. Структура месторождения представлена синклиналью широтного простирания с круто падающим южным крылом и полого падающим — северным. Синклиналь охватывает площадь 500 × 1000 *м* и прослежена до глубины 180 *м*. Ее ядерная часть сложена породами типа итабиритов. Корневые участки интрудированы более молодыми гранитами.

Таблица 5

Результаты химического анализа богатых руд и итабиритов месторождения Сан-Исидро, %

Компоненты	Черные руды	Коричневые руды	Силикатные богатые руды	Рыхлые итабириты
Fe	67	62	58	50
SiO_2	0,8	2,8	4	30
Al_2O_3	0,5	0,5	0,5	0,3
П. п. п.	2,8	4,0	5	2,8

Непосредственно в контакте с гранитом находится рудное тело средней мощностью 40 *м*, представленное крупнозернистой магнетитовой породой. Оно образовано в результате метаморфической дифференциации. Верхняя часть разреза сложена пачкой сланцев мощностью 40 *м*, итабиритовыми рудами низкого качества мощностью 60 *м* и опять сланцами. Все эти породы можно рассматривать как боковые и только их незначительную часть отрабатывать с последующим обогащением.

Рядом с данным месторождением по простиранию структуры расположено несколько меньших месторождений, запасы которых уже исчерпаны.

Месторождение Бонг Рейндж в Либерии обнаружено в конце 30-х годов XX ст. Начиная с 1965 г. оно разрабатывается.

В районе Бонг Рейндж расположено четыре отдельных месторождения:

Зауэах I, Зауэах II, Бонг Пик и Гомма с запасами около 500 млн. *т*. Они слагают единую синклинальную складку, ориентированную в широтном направлении и простирающуюся на расстояние более 13 *км*. Эта складка резко вдавлена во вмещающие сланцы и достигает в обнаженной части ширины 300 *м*.

Мощность рудных тел итабиритовой формации этого месторождения не превышает 80 *м*. Значительное увеличение ширины выходов итабиритов на других участках обусловлено крутой изоклинальной складчатостью.

Итабириты имеют средний размер зерен 0,1 *мм* и принадлежат к окисной фации. Ширина слоев итабиритов 1—10 *мм*. Первичные минералы представлены магнетитом, гематитом и кварцем с примесью непостоянных

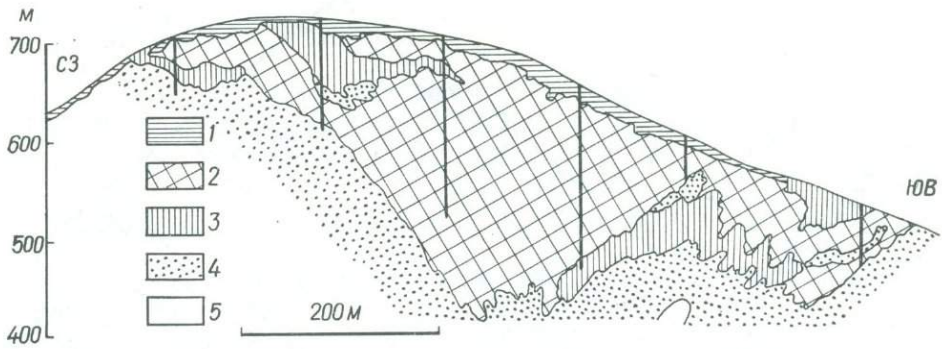


Рис. 12. Поперечный разрез месторождения Сан-Исидро (Венесуэла):
1 — руда корового типа; *2* — черные рудные фракции; *3* — коричневые рудные фракции; *4* — итабириты; *5* — латериты.

количеств железистых силикатов (например, биотита, куммингтонита, грюнерита).

В результате сравнительно мелкой зернистости итабириты месторождения интенсивно выветривались, что вызвало окисление магнетита (мартитизацию) и потерю ими полосчатости. Однако эти процессы не привели к формированию высококачественных руд.

Сырую руду на месторождении добывают открытым способом (отношение вскрыши к руде 1 : 0,5), дробят, просеивают и обогащают методом спиралей Хамфрея и магнитной сепарацией до состояния высококачественного концентрата.

При использовании 42—44% общего веса руды и извлечении 70 — 74% железа средние данные анализа концентрата месторождения Бонг Рейндж следующие (в %): Fe — 65,16; FeO — 9,64; SiO_2 — 7,00; Al_2O_3 — 0,28; P — 0,034; S — 0,022; Mn — 0,05; CaO — 0,05; MgO — 0,06; Cu — 0,00; п. п. п. — 0,60; влажность — 4,76.

Месторождение Нимба в Либерии в настоящее время можно рассматривать как одно из крупнейших железорудных месторождений Африки. В 1969 г. общая добыча руды составила здесь 11,4 млн. *т*.

Рудник расположен в южном конце горного хребта Нимба, простирающегося в юго-западном направлении из Гвинеи в Либерию на расстоянии 15 *км*. Рудная минерализация в этом горном районе прослежена на расстоянии 8 *км*.

Всего в этом районе расположено 11 более или менее хорошо изученных рудных тел. В настоящее время запасы руды в районе (средневзвешенное содержание Fe 50%) составляют 185 млн. *т*.

Высококачественные руды района гор Нимба образовались за счет итабиритов окисной фации, которые характеризуются четкой полосчатостью (0,5—5 *мм*) и зернистостью (размер зерен 0,03—0,1 *мм*). Первичная мощность итабиритовых пачек 250 — 400 *м*. Ширина выходов итабиритов может быть значительно увеличена за счет изоклинальной складчатости.

Рудные минералы представлены исключительно магнетитом и гематитом, силикаты железа встречены в незначительном количестве.

Мелкозернистые итабириты выветрены иногда на значительную глубину и в результате преобразованы в высококачественные руды. Можно выделить богатые руды двух циклов выветривания. Одни из них приурочены к пенеплену Гондваны мелового возраста (1300 *м* над уровнем моря), другие сфор-

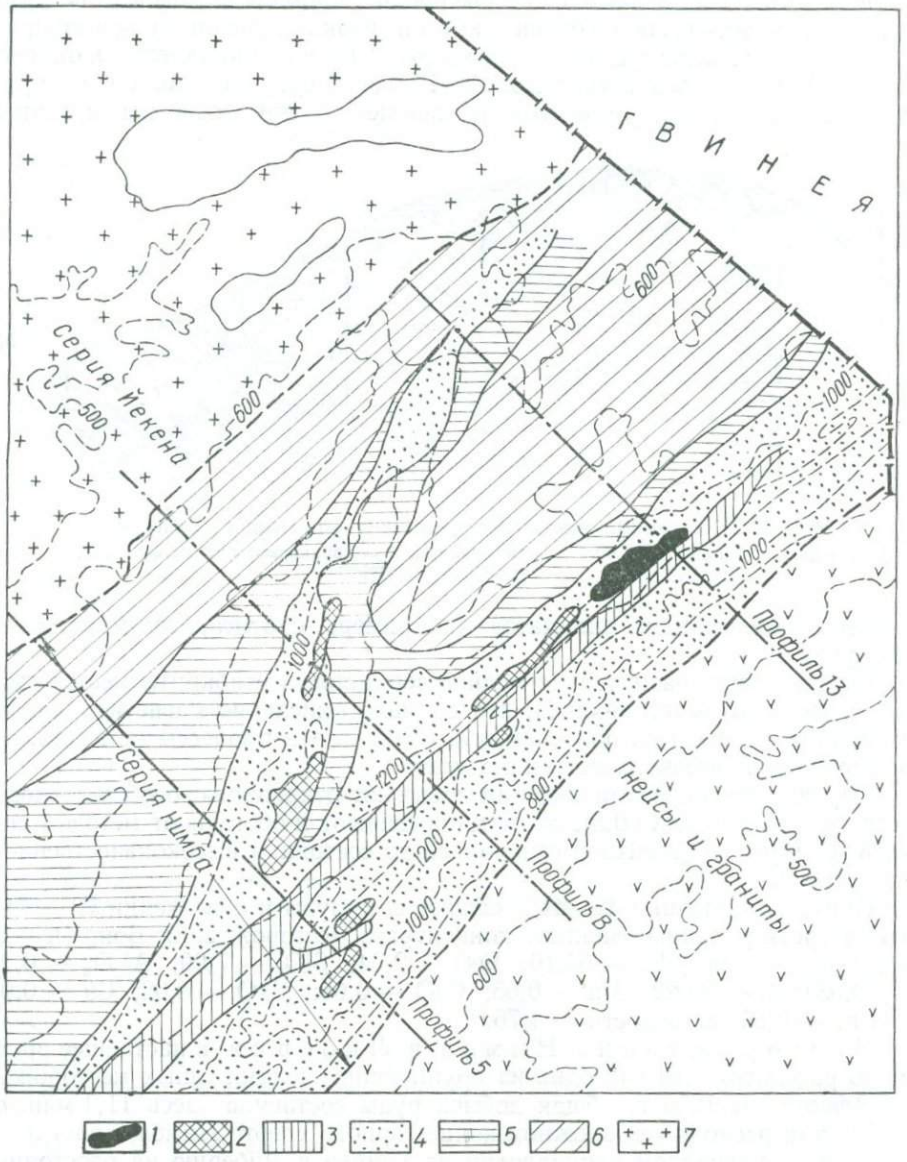


Рис. 13. Геологическая карта района Нимба (Либерия):

1 — высококачественные синие руды; *2* — коричневые руды, серия Нимба; *3* — филлиты Альфа; *4* — итабириты Нимба; *5* — филлиты Гбам Ридж; *6* — амфиболиты Сека Валей, серия Йекена; *7* — сланцы.

мировались ранее и располагаются на еще более высоком уровне (1600 *м* над уровнем моря).

Высококачественными рудами в большинстве случаев сложены плоские «шляпы» мощностью до 75—100 *м*. Представлены они образованиями типичного профиля выветривания. Мощность цементационных руд зоны А обычно 2—5 *м*, иногда 15—20 *м*. Плотные пористые лимонитовые (корковые) руды

характеризуются следующим составом (в %): Fe — 63,5%; SiO_2 — 0,8; Al_2O_3 — 2,8; п. п. п. — 5,5.

К типу богатых коричневых руд принадлежит большинство образований зоны В. Их мощность может достигать 100 *м*. Химический состав

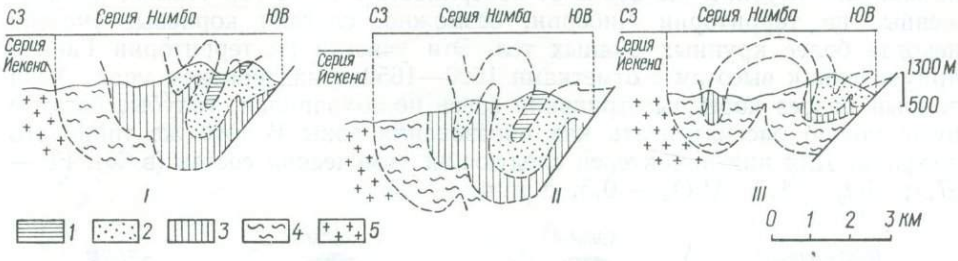


Рис. 14. Геологические разрезы:

I — по профилю *5*, южная и центральная части Нимба-Хилл; *II* — по профилю *B*, северная и центральная части Гбам Квест-Хауз-Хилл; *III* — по профилю *13*, северная часть Гбам Нимба; *1* — филлиты Маунт Альфа; *2* — итабириты Нимба; *3* — филлиты хребта Гбам; *4* — амфиболиты долины Сека; *5* — сланцы серии Йекена.

коричневых руд следующий (в %): Fe — 65,5; SiO_2 — 1,5; Al_2O_3 — 0,8; п. п. п. — 4,8.

Как и в пределах других месторождений, здесь коричневые руды образуются преимущественно за счет силикатных итабиритов, черные — за счет итабиритов, лишенных силикатов. Коричневые руды месторождения подсти-

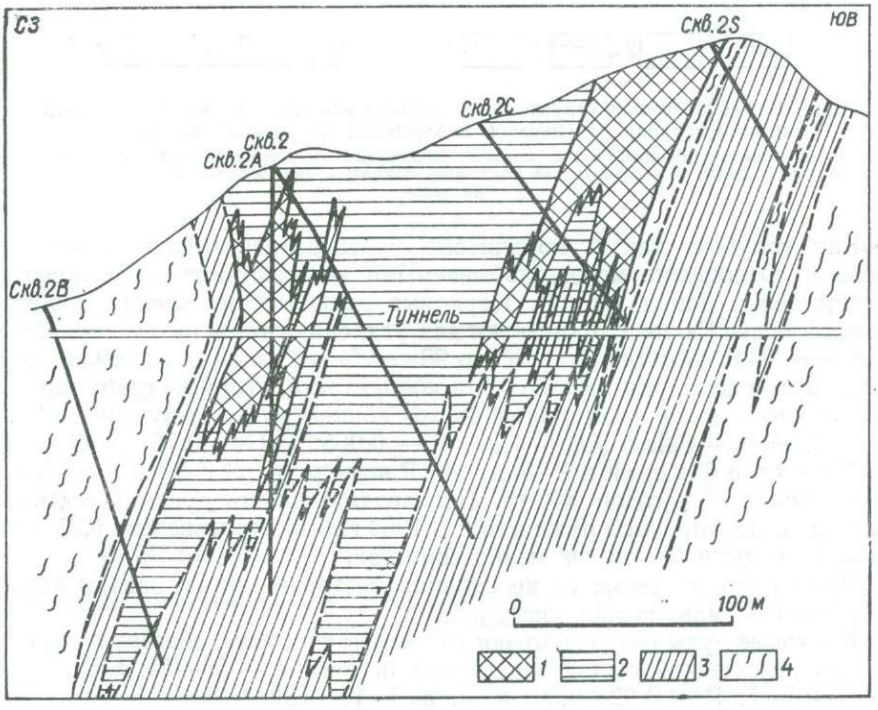


Рис. 15. Геологический разрез через Главное рудное тело Нимбы:

1 — твердая руда; *2* — мягкая руда; *3* — итабириты; *4* — сланцы.

лаются рыхлыми итабиритами зоны С. Мощность последних небольшая. Они обычно представлены силикатсодержащими разностями следующего химического состава (в %): Fe — 50—60; SiO_2 — 10—20; Al_2O_3 — 1. Мелкозернистые сливные итабириты зоны Д характеризуются следующим химическим составом (в %): Fe — 38; SiO_2 — 42; Al_2O_3 — 0,5; п. п. п. — 1,5.

В отличие от коричневых высококачественных руд пенеплена Гондваны для богатых голубых руд более древнего возраста характерна приуроченность к описанному выше профилю коры выветривания итабиритов. Площадь развития этих руд сравнительно невелика, однако они прослеживаются на большие глубины (до 600 *м* от поверхности). Руды гор Нимба, обнаруженные на территории Либерии, возможно, слагают корневые участки некогда более крупных рудных тел. Эти участки на территории Гвинеи приурочены к высотам с отметками 1600—1650 *м* над уровнем моря. Хотя полный разрез коры выветривания здесь не сохранился, голубые богатые руды можно рассматривать как образования зоны В того же типичного профиля. Для них характерен следующий химический состав (в %): Fe — 67,8; SiO_2 — 1,5; Al_2O_3 — 0,5; п. п. п. — 1,5.

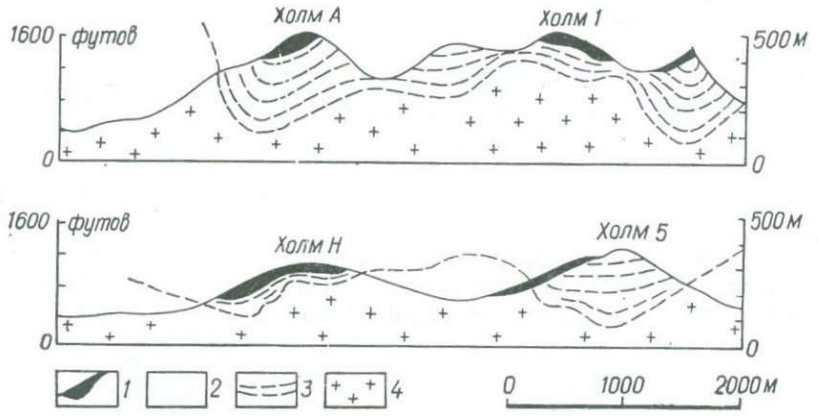


Рис. 16. Геологические структурные разрезы района Мано Ривер, построенные на основании результатов наблюдений на дневной поверхности:

1 — высококачественные руды; *породы докембрия*; *2* — ультрамафические интрузивные породы; *3* — железистая формация, сланцы и амфиболиты; *4* — гнейсы-гранитоиды.

Как голубые, так и коричневые руды разрабатываются открытым способом. Отношение между добываемыми количествами этих типов руд соответственно равно 40 : 60. Корковые руды месторождения дробят до размеров менее 150 меш, промывают для удаления глинистого и силикатного материала. При этом остается около 98 вес.% исходной руды. Шлам обогащается путем флотации до состояния концентрата, который гранулируется. Химический состав гранулированного концентрата следующий (в %): Fe — 63,79; P — 5,2; Al_2O_3 — 1,99; P — 0,065; CaO — 0,76; MgO — 0,40.

Месторождение Мано Ривер в Либерии обнаружено в конце 50-х годов XX ст. Производительность рудника составляет 3 млн. *т* экспортируемой руды в год. В 1969 г. было произведено 1,37 млн. *т* глыбовой руды и 2 млн. *т* мелкозернистой.

Руды здесь добывают на нескольких месторождениях, запасы которых составляют 54 млн. *т* (корковые руды).

Корковые руды разрабатывают открытым способом, обогащают промывкой. Их химический состав следующий (в %): Fe — 50—55; SiO_2 — 2—5; Al_2O_3 — 4—7; P — 0,02—0,06; п. п. п. — 10—13.

При обогащении, включающем дробление, промывку и просеивание, получают качественные разности руд (70—75 вес.% Fe).

Железорудное месторождение Мано Ривер представлено серией метаморфических сланцев, амфиболитов и итабиритов. Мощность этой серии до 300 *м*; она слагает синклинальную складку северо-восточного простирания. В основании складки породы замещены более молодыми гнейсами. Согласно Х. Л. Джеймсу, итабиритовые горизонты в составе серий принадлежат к силикатной фации. Наблюдается частая перемежаемость итабиритов с гори-

зонтами сланцев как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях (рис. 16).

Свежие разности итабиритов зоны Д наблюдаются редко, они обычно представлены полосчатыми магнетито-силикатными породами. Среди обра-

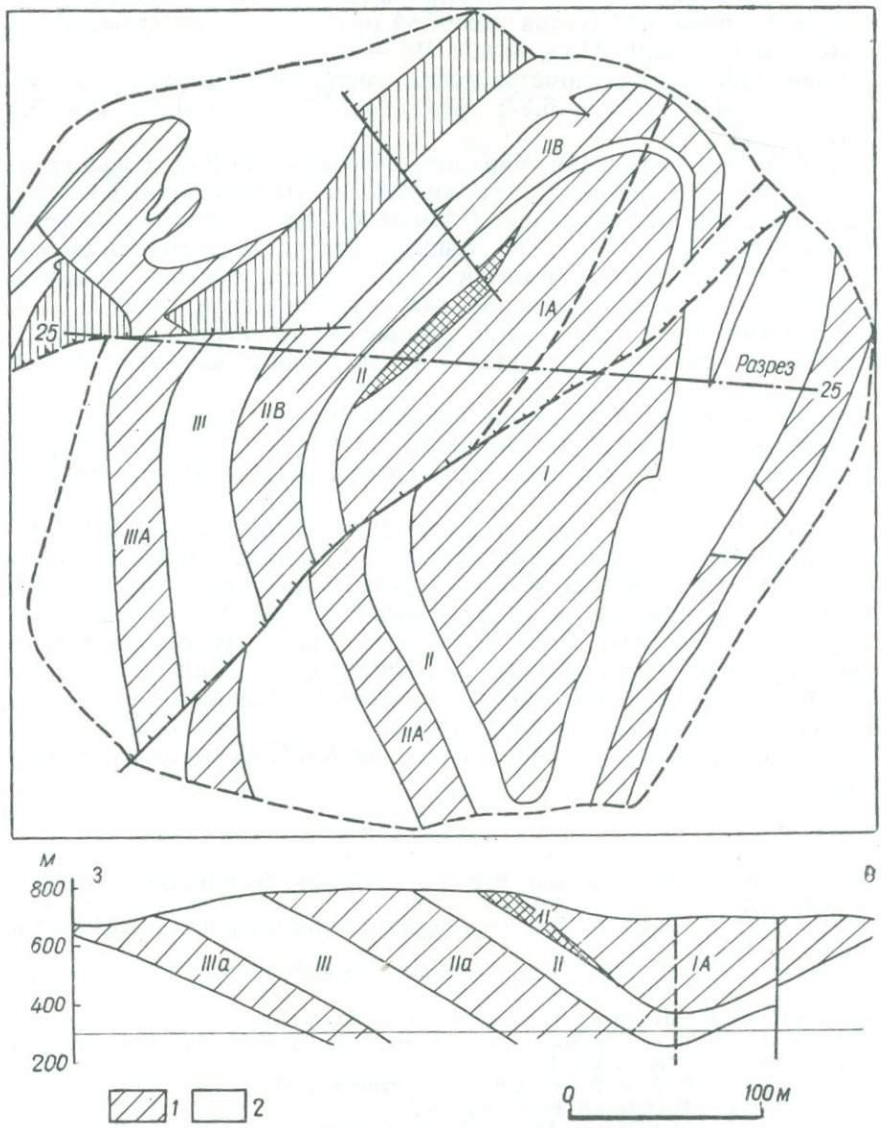


Рис. 17. Геологическая карта и разрез Месабойн-Хилл (Марампа, Сьерра-Леоне):
1 — итабириты; *2* — сланцы.

зований зоны С отмечается хрупкая, ожелезненная, местами глинистая порода с содержанием Fe 40—54%, что дает основание рассматривать ее как бедные руды.

Руды зоны В, развитые в кровле месторождения, также разрабатываются. Они значительно обеднены кремнеземом и обогащены алюминием, который обычно связан с глинистым материалом. Выходящие на дневную поверхность руды зоны А представлены лимонитовой корой мощностью 10 *м* с высоким содержанием алюминия. Обычно они сопоставляются с глыбовыми рудами.

Месторождение Марампа в Сьерра-Леоне разрабатывается с 1933 г. К настоящему времени на нем произведено и экспортировано 35 млн. *т* рудного концентрата.

Общие запасы рудника 72,5 млн. *т* сырой руды; из них 60 млн. *т* приходится на месторождение Месабойн-Хилл и 12,5 млн. *т* — Чафал-Экстеншн.

Средний химический состав железной руды (сырой) следующий (в %): Fe — 40,0; SiO_2 — 32,0; Al_2O_3 — 4,5; Mn — 0,2.

Химический и гранулометрический состав концентрата следующий (в %): Fe — 64,1; SiO_2 — 6,37; Al_2O_3 — 0,84; Mn — 0,23; P — 0,008; п. п. п. — 0,65.

В районе месторождения Марампа (высота около 250 *м* над уровнем моря) установлена серия высокометаморфизованных гематитовых кварцитов и гематитовых слюдистых сланцев (сланцы Марампа), образованная итабиритами окисной и силикатной фаций. Разрез месторождения можно разделить на несколько горизонтов (сверху вниз): верхние гематитовые кварциты — около 100 *м*, верхние кварцево-слюдистые сланцы — 40 *м*, средние гематитовые сланцы — 75 *м*, средние кварцево-слюдистые сланцы — 60 *м*, нижние гематитовые сланцы — 40 *м*, нижние кварцево-слюдистые сланцы — 100 *м*.

Метаморфизованные осадочные породы образуют пологую с округлым замыканием меридиональную синклинальную складку размером 500 × 500 *м* (рис. 17). Основанием этой структуры являются граниты и гнейсы серии Касила.

Свежие гематитовые кварциты (зона Д) представлены плотными, четко слоистыми породами, состоящими из кварца, гематита и небольшого количества биотита. Обогащенные железом рыхлые итабириты обнаруживаются в пределах зоны С типичного профиля выветривания. Среднее содержание железа в них составляет 49%. Поскольку зоны В (высококачественные железные руды) на месторождении нет, глинисто-латеритовая руда зоны А залегает непосредственно на образованиях зоны С. Мощность зоны А 5—9 *м*. Содержание железа в образованиях этой зоны зависит от содержания алюминия и может достигать 50—65%. Руды зон А и С на месторождении уже выработаны.

ЛИТЕРАТУРА

Beurlen K.— Geologie von Brasilien: Gebrüder Bornstraeger — Verlag, Berlin/Stuttgart, 1970.

Berge J. W.— The Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, **XLIII**, 43, 1966.

Berge J. W.— Geological Mining and Metallurgical Society of Liberia Bulletin, **3**, 1968.

Budenicek.— Thesis, Faculty of Sciences, University of Nancy, 1960.

Burchard E. F.— The American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Tech. Publ. 295, Min. Geol., **28**, 1930.

Dahlkamp F. J. a. Kirchner G. Erzmetall, **20**, 1967.

Eichler J.— Chemie der Erde, **26**, 1967.

Eichler J.— Habilitation thesis, Faculty for Sciences, Techn. Univ. Clausthal, 1968.

Ferencio A. J.— Mineral Deposita (Berl.), **4**, 1969.

Goodwin A. M.— Ec. Geol., **51**, 1956.

Gruss H.— Stahl und Eisen. **86**, 1966.

James H. L.— Econ. Geol., **49**, 1954.

King L. C.— Inst. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 1957.

Machens E.— Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 1964.

Marmo V.— Ec. Geol., **51**, 1956.

Pflug R.— Tectonophysiscs, **5**, 1967.

Ruckmick J. C.— Ec. Geol., **58**, 1963.

Stam J. C.— Ec. Geol., **58**, 1963.

Stobernack J.— Thesis. Faculty for Sciences, Clausthal, 1968.

Thienhaus R.— Stahl und Eisen, **83**, 1963.

White R. W. a. Baker M. W.— Geological, Mining and Metallurgical Society Bulletin, **3**, 1968.

Zuloaga G.— Am. Inst. Mining and Met. Eng., Techn. Publ. 516. Mining Geol., 44, 1933.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОГО РОГА

Г. В. ТОХТУЕВ
(СССР)

Железисто-кремнистые формации Украинского щита слагают несколько обособленных субмеридиональных структурно-фациальных зон, установленных и прослеженных геофизическими методами и разведанных бурением.

Выделяют следующие главнейшие структурно-фациальные зоны (с запада на восток): 1) Кременчугско-Криворожскую, 2) Верховцевско-Базавлукскую, 3) Конкско-Белозерскую, 4) Орехово-Павлоградскую. Все они представляют собой корни уничтоженных эрозией синклинальных складок, составных частей крупных синклинориев.

Одной из наиболее изученных и промышленно важных является Кременчугско-Криворожская структурно-фациальная зона, основной структурой которой служит Кременчугско-Криворожский синклинорий, осложненный продольным глубинным разломом. Структурный фактор в масштабе структурно-фациальной зоны определяет пространственное размещение железисто-кремнистых формаций, к которым приурочены богатые железные руды. Крупные складчато-разломные структуры первого порядка являются рудоподводящими и выводящими.

По простиранию Кременчугско-Криворожскую структурно-фациальную зону можно подразделить на четыре рудных района (с севера на юг): Кременчугский, Правобережный, Криворожский и Херсонский (последний геологически не изучен и выделяется лишь по геофизическим данным).

Структура Кременчугского района состоит из нескольких складок второго порядка, образующих складчатую зону синклинория шириной до 14—15 *км*; по простиранию район вытянут на 45 *км*. Богатые железные руды образуют здесь довольно крупные рудные тела, связанные со структурами высших порядков.

Правобережный район резко отличается по своему строению: он представлен несколькими прерывистыми цепями разобщенных синклинальных брахискладок, слагающихся железистыми породами и представляющих, по мнению Н. П. Семененко (1959), крупные будины (макро-и мегабудины), залегающие в гнейсово-мигматитовом субстрате.

Криворожский бассейн, являющийся крупнейшим центром железорудной промышленности, наиболее изучен и разведан. Структуру Кривого Рога и вопросы структурного контроля оруденения изучали Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев, автор, Р. И. Сироштан и другие геологи, результаты исследований которых обобщены в настоящей статье.

Общую структуру бассейна составляет группа сопряженных складок второго порядка, образующих в целом складчатую зону синклинория шириной до 7 и длиной по простиранию до 70 *км*. Эти складки размещаются в следующем порядке (с востока на запад): Саксаганские синклиналь и антиклиналь, Основная Криворожская синклиналь, Тарапако-Лихмановская антиклиналь и Лихмановская (Ингулецкая) синклиналь. Каждая из этих складок является структурной основой отдельного рудного поля, отличающегося не только структурой, но и составом пород, степенью метаморфизма, минералогическим типом богатых руд, интенсивностью проявления процессов выветривания и т. д.

Саксаганское рудное поле. По масштабам оруденения Саксаганское рудное поле занимает первое место (рис. 1). Оно размещается в пределах двух тесно сопряженных сжатых складок второго порядка — Саксаганской синклинали и Саксаганской антиклинали, осложненных продольным надвигом и серией менее крупных тектонических разрывов различного простирания. Наиболее крупные скопления богатых железных руд сосредоточены

в Саксаганской синклинали (до 90% всех запасов бассейна); рудоносность Саксаганской антиклинали незначительна.

Для Саксаганского рудного поля характерны: низкая ступень метаморфизма пород и руд (в основном фации зеленых сланцев), исключительно интенсивное развитие мощной коры выветривания линейного типа, уходящей на глубину свыше 2,5 *км* и сыгравшей большую роль в окислении и вторичном обогащении магнетитовых руд и формировании за счет последних исключительно богатых и химически чистых мартитовых руд. Структурный контроль оруденения определяется для данного рудного поля приуроченностью богатых железных руд к шарниру Саксаганской синклинали и деформациям ее восточного крыла. Небольшие залежи Саксаганской антиклинали контролируются продольными смещениями и петлеобразными заворотами пластов.

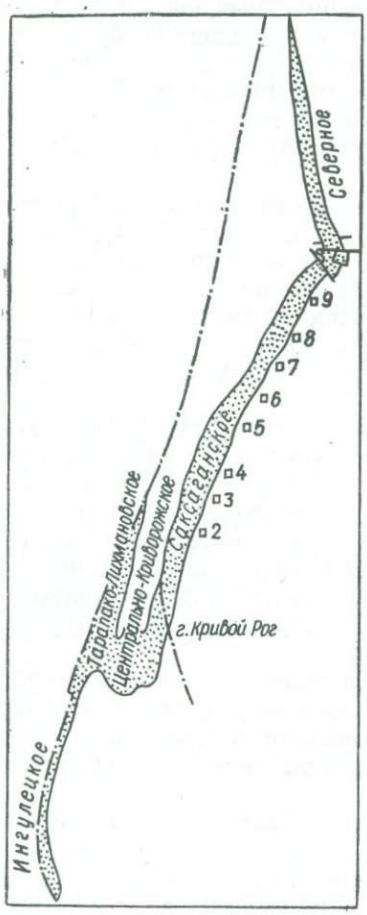


Рис. 1. Схема размещения рудных полей Кривого Рога.

Саксаганское рудное поле состоит из восьми вытянутых в прерывистую цепь отдельных месторождений, разделенных неоруденевшими участками. Каждое месторождение имеет определенную структуру, контролирующую размещение оруденения. Выделяют три основных структурных типа месторождений Саксаганского рудного поля (рис. 2).

1. Месторождения, связанные с шарниром Саксаганской синклинали. Примером может быть участок шахты «Коммунар» (южная оконечность рудника им. Дзержинского, где шарнир Саксаганской синклинали выходит на поверхность).

2. Месторождения, связанные с узлами сжатия и поперечных складчато-разрывных деформаций, соединяющимися на глубине с оруденением шарнирного типа. К ним принадлежат участки шахт «Гигант» и «Саксагань» и др. рудников им. Дзержинского, им. Кирова и им. К. Либкнехта. Шарнирное оруденение, погружающейся здесь на север Саксаганской синклинали, образует на глубинах 300—2000 *м* единое мощнейшее рудное тело, к которому сверху подходят круто погружающиеся рудные столбы, приуроченые к поперечным зонам сжатия и деформации. К этому же структурному типу относят месторождение им. Коминтерна, глубина залегания которого предположительно достигает 3,5 *км*.

3. Месторождения, связанные с поперечными зонами сжатия и развития складчато-разрывных деформаций на крыле Саксаганской синклинали. К этому типу относятся месторождения северной половины Саксаганского рудного поля, где глубина залегания шарнира Саксаганской синклинали достигает 3—4 *км*; неизвестно также, продолжается ли далее на север концентрация руд в шарнирной части. Здесь расположены рудники им. Фрунзе, им. XX партсъезда, им. Р. Люксембург и им. Ленина.

Поперечные зоны деформаций на восточном крыле Саксаганской синклинали, составляющие основу структуры почти всех месторождений Саксаганского рудного поля, представляют собой закономерно распределенные по простиранию синклинали крупные складчатые или флексурные изгибы,

сопровождающиеся интенсивным развитием мелкой складчатости, разрывов, трещиноватости, кливажа, будинажа и т. д. В этих зонах шириной 1—2 *км* сосредотачиваются многочисленные рудные тела, связанные с разнообразными структурами высших порядков и составляющие месторождения. Расстояние между поперечными зонами 2—3 *км*.

Для большинства месторождений характерны явления сжатия железистых толщ пятого, шестого и других железистых горизонтов, приводящие к уменьшению их мощности в поперечной зоне смятия по сравнению с мощностью этих горизонтов в неоруденевших участках между рудниками. Особенно значительно уменьшается мощность в местах интенсивного оруденения железистых пластов. В результате изучения участков сокращенной мощности установлена их тектоническая природа и они отнесены к типу структур будинаж. В процессе формирования межбудинных пережимов из зоны сжатия был удален кварц, так как последний, в результате возникающего в этих зонах высокого давления, становился неустойчивым, легко

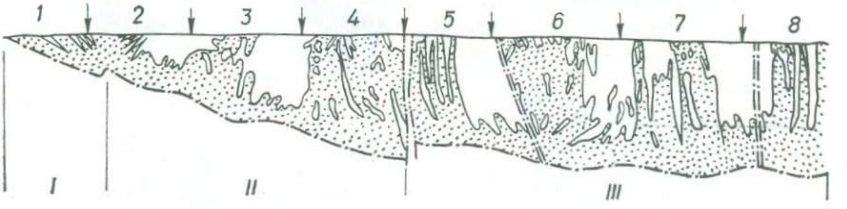


Рис. 2. Структурные типы месторождений Саксаганского рудного поля:
I — месторождения, связанные с шарниром Саксаганской синклинали; *II* — месторождения, связанные с узлами сжатия и поперечных деформаций на крыльях Саксаганской синклинали, соединяющимися на глубине с шарнирным оруденением; *III* — месторождения, связанные с поперечными зонами сжатия и развития складчато-разрывных деформаций на крыльях Саксаганской синклинали. *Рудники: 1* — им. Дзержинского, *2* — им. Кирова, *3* — К. Либкнехта, *4* — им. Коминтерна, *5* — им. Фрунзе, *6* — XX партсъезда, *7* — им. Р. Люксембург, *8* — им. Ленина.

растворялся и выносился метаморфическими растворами. Железорудные минералы в этих условиях немиграционноспособны, они накапливались в пережимах, и это приводило к относительному обогащению, а в крупных масштабах к формированию рудных тел. Резкое повышение растворимости кварца при высоких давлениях доказано экспериментами Ф. В. Сыромятникова (1969).

Таким образом, в формировании поперечных зон смятия определенную роль играли процессы будинирования наряду со складчатыми и разрывными деформациями.

Необходимо также отметить развитие в поперечных зонах смятия параллельных залежей в нескольких железистых горизонтах. Например, на руднике им. Коминтерна рудные тела размещаются в первом, втором, пятом и шестом железистых горизонтах, на большинстве рудников встречаются параллельные залежи в пятом и шестом железистых горизонтах, а на рудниках им. Р. Люксембург и им. Ленина известно пять-шесть и более параллельных цепей залежей в пятом и шестом железистых горизонтах, причем залежи в различных пластах размещаются строго в линию, одна за другой, в соответствии с направлением поперечной зоны смятия.

Рудные залежи, составляющие месторождение, как правило, контролируются различными складчатыми или разрывными структурами высших порядков, входящими в общий комплекс структуры месторождения или являющимися самостоятельными независимыми формами, имеющими свои закономерности ориентировки и положения в пространстве (рис. 3). Структуры, контролирующие рудные тела, весьма разнообразны: это могут быть складки и флексуры различных типов и порядков, зоны микроскладчатости; разнообразные тектонические продольные, поперечные и диагональные разрывы, зоны межбудинных пережимов, зоны интенсивного развития трещиноватости и кливажа, зоны развития брекчии и т. д.

Для месторождений Саксаганского рудного поля установлено несколько структурных типов рудных тел.

1. Рудные тела, приуроченные к шарниру Саксаганской синклинали. Данный структурный тип имеет наиболее ярко выраженную связь оруденения со структурой. К нему относятся мощнейшие скопления руды в южной части Саксаганской синклинали, составляющие не только рудные залежи,

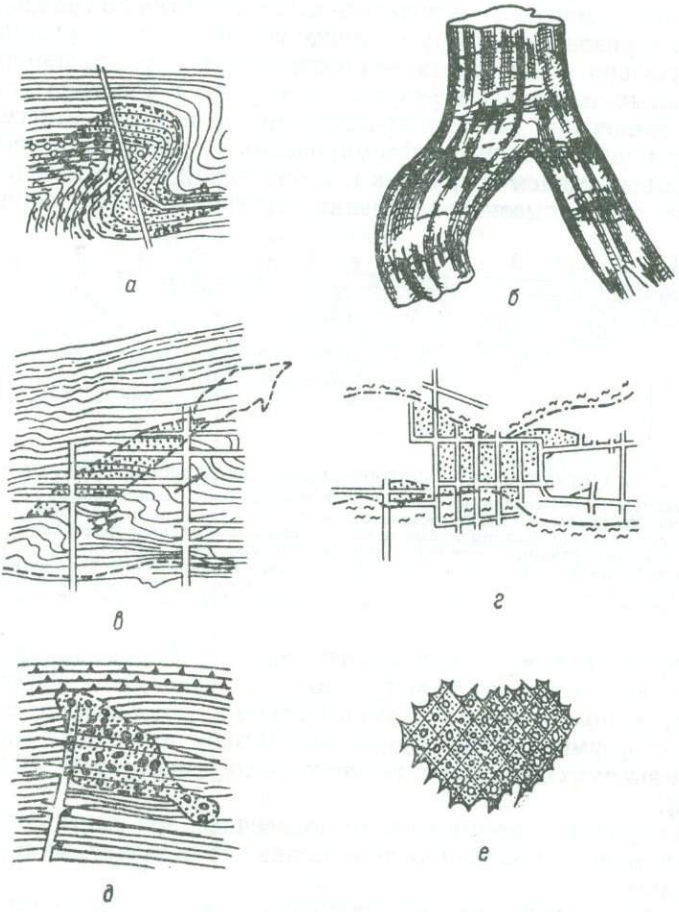


Рис. 3. Структурные типы рудных тел Саксаганского рудного поля.

но месторождения и группу месторождений рудников им. Дзержинского, им. Кирова и им. К. Либкнехта, так как установлена непрерывность шарнирной залежи этих трех рудников и есть основания предполагать, что шарнирная залежь Саксаганской синклинали продолжится на глубине до рудника им. Коминтерна, а возможно, и далее в северной части Саксаганского рудного поля.

2. Рудные тела, приуроченные к замочным частям складок высших порядков (рис. 3, *а*). Небольшие антиклинальные и синклинальные складки шириной в пределах первых десятков метров нередко оруденевают в замках и их поведение контролируется элементами залегания шарниров этих складок. Такой структурный тип рудных тел встречается на рудниках им. Кирова, им. К. Либкнехта и др.

3. Рудные тела, контролируемые поперечной открытой мелкой складчатостью (рис. 3, *б*). Сюда относятся многие большие и мелкие рудные тела, где связь оруденения с мелкой складчатостью настолько тесна, что положение рудного тела достаточно точно определяется ориентировкой складок.

Изменение ориентировки складчатости свидетельствует о том, что можно ожидать и изменения залегания рудного тела. Типичным примером является одна из залежей рудника им. Кирова, в которой мелкая складчатость приобрела два направления, расходящихся по падению толщи. Это обусловило разделение рудного тела на следующем подэтаже на два расходящихся тела, каждое из которых залегало в полном соответствии с ориентировкой распространенных в нем мелких складок.

4. Рудные тела, контролируемые зоной мелких изоклинальных неоруденевающих складок. Залежи данного структурного типа размещены в непосредственной близости к зоне изоклинальных складок, вытягиваясь параллельно последней; погружение залежи соответствует направлению и углу погружения шарниров этих складок, причем сами складки не оруденевают (рис. 3, *в*). В данном случае благоприятной для локализации оруденения оказалась зона перехода изоклинальных складок в плоскопараллельные нескладчатые джеспилиты; проявляющиеся здесь деформации обеспечили необходимую для циркуляции растворов проницаемость пород, тогда как сама зона изоклинальных складок играла, по-видимому, роль экрана.

5. Рудные тела, приуроченные к небольшим флексурным складкам по простиранию. Мелкие рудные тела иногда размещаются в пределах флексурного изгиба железорудных толщ и контролируются элементами залегания последнего. Подобные залежи известны на руднике им. Кирова (залежь блока 41, оруденение в третьем железистом горизонте).

6. Рудные тела, приуроченные к межбудинным пережимам в зонах развития макробудинажа (см. рис. 3, *г*). Данный структурный тип широко распространен не только в Криворожском бассейне, но и в Кременчугском и Белозерском железорудных районах. Межбудинные рудные тела контролируются ориентировкой межбудинных пережимов, которая либо совпадает с направлением падения вмещающихся пород, либо имеет диагональное направление с погружением на юг или север.

7. Рудные тела в зонах поперечных тектонических разрывов высших порядков. В пределах Саксаганского рудного поля встречаются зоны интенсивно развитых поперечных смещений типа сбросов. Густота плоскостей смещения 1—2 *м*, иногда меньше; амплитуда смещения небольшая — 1—3 *м*. Плоскости смещения сопровождаются развитием смятий, интенсивной трещиноватости и кливажа, что обеспечивает высокую проницаемость этих участков. Рудоконтролирующая роль этих структур довольно четко прослеживается благодаря затуханию оруденения по мере удаления от зоны разрывов.

8. Рудные тела, приуроченные к зонам продольных разрывов типа надвигов и сдвигов. Этот структурный тип встречается главным образом вдоль контакта средней железорудной свиты с верхней сланцевой свитой криворожской серии (так называемое червоно-глееватское простирание, относящееся к Саксаганской антиклинали). Пластообразные вытянутые залежи контролируются здесь зоной продольных сдвигов и надвигов и сопровождающими их диагональными сдвигами и петлеобразными заворотами пластов. К такому же структурному типу относятся и оруденения в шестом железистом горизонте рудника им. Ленина и др., связанные с продольными тектоническими разрывами.

9. Рудные тела в зонах развития внутрипластовой и межпластовой брекчии (см. рис. 3, *д*). В толщах железистых пород или на контакте их с вмещающими сланцами нередко встречаются участки дробления и брекчирования, не имеющие связи с какими-либо линейными тектоническими смещениями. По-видимому, они образуются в результате разрядки местных узлов тектонических напряжений при превышении предела прочности пород. В дальнейшем эти участки оруденевают, образуют небольшие рудные тела неправильной гнездообразной формы.

10. Рудные тела в зонах сгущения поперечных трещин скалывания. На крыльях Саксаганской синклинали наиболее интенсивно развита система

поперечных трещин. Густота трещин обычно от 10—20 *см* до 0,5—1,0 *м*. Но через интервалы 50—100 *м* встречаются зоны трещин с резко повышенной интенсивностью, где расстояния между плоскостями трещин не превышают 1—2 *см* при одновременном интенсивном развитии кливажа. Подобные участки нередко оруденевают, образуя небольшие рудные тела, строго контролируемые направлением трещинных зон.

11. Рудные тела в зонах интенсивного развития двух пересекающихся систем трещин скалывания. Этот структурный тип характерен тем, что оруденение связано с узлами пересечения трещин, которые контролируют пространственное положение рудного тела (см. рис. 3, *е*).

Кроме описанных, в Саксаганском рудном поле встречаются и другие структурные типы рудных тел, в которых связь оруденения со структурами выражена менее четко.

Северное рудное поле находится непосредственно на продолжении Саксаганского рудного поля к северу. Оно начинается крупным флексурным поворотом восточного крыла синклинория, за которым простирание субмеридиональных линейных структур меняется с север-северо-восточного на север-северо-западное с одновременным развитием крутостоящих складчатых структур и сложноблоковым строением зоны флексурного поворота (в районе Первомайского месторождения железистых кварцитов). Для этого поля характерны более высокая степень метаморфизма пород (амфиболитовая фация), широкое развитие процессов щелочного метасоматоза и магнетитовый тип богатых железных руд.

Среди месторождений и залежей Северного рудного поля можно выделить два структурных типа: приуроченные к глыбовопокровным структурам и связанные с крутопогружающимися синклинальными складками и флексурными изгибами.

В Северном поле разрабатывается одно Первомайское месторождение.

Центрально-Криворожское рудное поле примыкает с запада к южной части Саксаганского рудного поля. Главная его структура — Основная Криворожская синклиналь, составляющая центральную часть Криворожского синклинория; она осложнена интенсивной сложной складчатостью высших порядков. Рудные залежи приурочены к сложноскладчатому контакту пород средней железорудной свиты и покрывающей верхней сланцевой свиты криворожской серии. Отличительными чертами данного рудного поля являются сложноскладчатая структура, осложненная разрывами различных типов и порядков, низкая степень метаморфизма (зеленосланцевая фация), развитие хлорито-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд, превращенных в зоне окисления в мартитовые (до глубины 150—200 *м*).

В связи с северным погружением шарнира Основной Криворожской синклинали рудоносная зона контакта пород железорудной и сланцевой свит, выходящая на поверхность на южных окраинах Кривого Рога, в центральной части города погружается на глубину свыше 1000 *м* и теряет промышленное значение вследствие небольших размеров рудных тел.

Месторождения и залежи Центрально-Криворожского рудного поля представлены одним структурным типом сложноскладчатых пологопогружающихся структур третьего-четвертого и высших порядков в зоне контакта железорудной свиты с налегающими толщами верхней сланцевой свиты. Структурный контроль оруденения довольно четко определяется положением в пространстве сложноскладчатых структур. Промышленное значение невелико, работает две шахты рудника им. Ильича, несколько других месторождений выработаны.

Тарапако-Лихмановское рудное поле расположено западнее Центрально-Криворожского рудного поля. Оно приурочено к крупной структуре второго порядка — Тарапако-Лихмановской антиклинали, составляющей западное крыло Криворожского синклинория. Рудные залежи размещаются на контакте железорудной и верхней свит, развиваясь

главным образом на крыльях складки, осложненных многочисленными разрывами и реже — в замочной части антиклинали. Для данного поля характерны более высокая степень метаморфизма пород (зона гранато-куммингтонитовых сланцев), развитие магнетитовых богатых руд, небольшая глубина зоны окисления (60—100 *м*), небольшой мощности (3—10 *м*) пластообразные рудные тела. Среди месторождений и залежей Тарапако-Лихмановского рудного поля можно выделить два структурных типа: приуроченные к крылу антиклинали, осложненному пострудными поперечными и продольными смещениями, что обусловливает ступенчато-блоковое строение участка (рудник Смычка, шахта им. Калинина и др.), и приуроченные к замочным частям Тарапако-Лихмановской антиклинали и складок высших порядков (Северный Тарапаковский участок).

Месторождения Тарапако-Лихмановского рудного поля в настоящее время не эксплуатируются.

Ингулецкое (Лихмановское) рудное поле расположено вдоль западной границы Криворожского бассейна. Структурной его основой является Лихмановская синклиналь, сопряженная в северной части с Тарапако-Лихмановской антиклиналью, но на юге распространяющаяся на 30 *км* далее, чем все прочие субмеридиональные структуры Криворожского синклинория. Западное крыло Лихмановской синклинали большей частью полностью срезано западным надвигом, лишь в южной оконечности складки, на руднике Ингулец, часть западного крыла сохраняется. По типам руд и их стратиграфической приуроченности к контакту средней и верхней свит Ингулецкое рудное поле аналогично Тарапако-Лихмановскому и Центрально-Криворожскому рудным полям. Южная оконечность рудного поля (рудник Ингулец) характеризуется мощным шарнирным оруденением замка Лихмановской синклинали с интенсивным развитием зоны окисления и по этим признакам приближается к Саксаганскому типу шарнирного оруденения.

Рудоконтролирующие структуры Ингулецкого рудного поля представлены двумя структурными типами рудных месторождений и залежей: приуроченные к шарнирной части синклинали (рудник Ингулец) и приуроченные к поперечным зонам смятий на восточном крыле синклинали (рудник Рахмановский и мелкие выработанные месторождения севернее рудника Ингулец).

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. и др. Геологическая структура и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Белевцев Я. Н. и др.— В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений, 1, 2. Изд-во АН УССР, К., 1962.

Семененко Н. П. и др. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, 1, 2. Изд-во АН УССР, К., 1946, 1953.

Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.

Сироштан Р. И. — В кн.: Геология и генезис руд Кривого Рога. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Сыромятников Ф. В.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. «Наукова думка», К., 1969.

Тохтуев Г. В.— В кн.: Геология и генезис руд Кривого Рога. Изд-во АН УССР, К., 1955.

Тохтуев Г. В.— ДАН УССР, 1958, 12.

Тохтуев Г. В.— Труды НИГРИ, 1959, 2.

Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. «Наукова думка», К., 1967.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТАТА МИЧИГАН

ДЖ. ГЕЕР

(США)

Железорудные месторождения штата Мичиган расположены главным образом в четырех районах: Годжебик, Айрон Ривер — Кристал Фоллз, Маркетт и Меномини.

Железорудные образования составляют часть разреза метаморфизованных осадочных пород среднего докембрия (1900—2500 млн. лет). Метаосадочная толща пород состоит главным образом из кварцитов, аргиллитов, граувакковых пород, доломитов, железорудных образований. Вся толща, как предполагают, образовалась из осадков, отложившихся в морском бассейне.

В геологическом отношении районы Годжебик и Меномини сложены моноклинальными складками, окаймляющими региональное поднятие; район Маркетт представляет собой узкий синклинорий; район Айрон Ривер — Кристал Фоллз расположен в бассейне трехугольной формы.

В районе Меномини железорудные месторождения приурочены к узкому трогу Фелч. Железорудная формация в моноклинальных складках в общем имеет простирание с запада на восток (с небольшим, в несколько градусов, отклонением к северу или югу).

В районах Маркетт и Меномини в докембрии образовались узкие бассейны седиментации, длинные оси которых приблизительно совпадают с основными тектоническими осями. Фациальный состав железорудной формации вдоль южного борта Маркеттского синклинория свидетельствует о том, что южная часть бассейна была расположена ближе к береговой линии, чем северная.

Данных о палеогеографии докембрийских бассейнов Годжебик и Айрон Ривер — Кристал Фоллз нет.

Железорудная формация районов Годжебик, Меномини и Маркетт, по-видимому, коррелируется со средней частью разреза среднего докембрия. Железорудная формация Айрон Ривер — Кристал Фоллз более молодая и отвечает верхней части разреза. Коррелирующие породы формации первых трех районов не могут быть непрерывно прослежены от одного района к другому. Корреляция основывается главным образом на сходстве разрезов, содержащих железорудную формацию.

Надежность такой коррелятивной схемы подтверждается также магнитной аномалией, расположенной между железорудной формацией районов Маркетт и Меномини и простирающейся почти параллельно контакту между породами нижнего и среднего докембрия.

Вдоль простирания пород железорудной формации наблюдаются изменения в ее фациальном составе, т. е. каждый из трех районов характеризуется различной стратиграфической схемой.

До сих пор нет данных о том, как далеко прослеживается железорудная формация и связанные с ней породы из района в район.

В районах Годжебик, Маркетт и Меномини породы среднедокембрийского фундамента состоят из гнейсов, интрузивных гранитов, амфиболитов, а также зеленокаменных вулканических пород. Возраст всех пород 2600 млн. лет и больше (нижнедокембрийский).

Железорудная формация района Айрон Ривер — Кристал Фоллз подстилается зеленокаменными вулканическими породами среднего докембрия. Мощность этой формации резко изменяется как в пределах одного района, так и по всей площади. В районе Годжебик она составляет 600—1000 футов, в среднем 800—900 (максимальное изменение наблюдается на расстоянии 3 мили); Меномини — 300—600 футов, в среднем — 450; Айрон Ривер — Кристал Фоллз — 150—600 футов на западе и 500—800 футов на востоке (среднюю мощность определить трудно).

Исходными продуктами железорудной формации были осадки, но почти повсеместно здесь встречаются следы перекристаллизации вследствие регионального метаморфизма. Как правило, диагенетические минералы или минералы низких ступеней метаморфизма невозможно отделить от перекристаллизованных первичных минералов.

Главными первичными минералами формации районов Годжебик и Маркетт являются сидеритизированные роговики и гематитизированные роговики; магнетит в основном диагенетический. Первичная природа роговиков и сидерита подчеркивается однородностью состава пород, их текстурой, стилолитовыми швами и структурами обрушения с сидеритом и роговиком.

Тот факт, что железосодержащие слоистые образования покрывают слои роговиков и обломки структур обрушения, служит доказательством наличия роговиков в ранней истории формирования железорудной формации. Гематит, возможно, является первичным лишь тогда, когда он встречается в виде оолитов и гранул; в последнем случае это, вероятно, продукт органического происхождения, который образовался в волнообразных по форме складках. Оолиты и гранулы, образующие линейно вытянутые слои, рассматриваются как осадки, образовавшиеся в мелководном бассейне с непрерывным волнообразованием. Первичный окисел железа при этом должен был быть представлен окисью железа. Местами неокисленные чередующиеся пласты сидерита, магнетита, силикатов железа и граувакк свидетельствуют о недостатке кислорода во время отложения этих пород и подчеркивают первичный характер гематита.

Магнетит широко распространен во всех районах, за исключением Айрон Ривер — Кристал Фоллз и может быть первичным, диагенетическим, а также метаморфическим. Первичный и диагенетический магнетит образуют большие скопления в форме однообразных линейно вытянутых полос в железорудной формации низких ступеней метаморфизма.

Равномерное чередование тонких прослоев магнетита и сидерита или магнетита и гематизированного роговика можно объяснить скорее изменением условий седиментации, чем наложением постседиментационных процессов. В общем же чрезвычайно трудно отличить первичный магнетит от диагенетического. В восточной части района Маркетт значительная часть магнетита образована в результате диагенетических процессов (Han, 1962) при окислении сидерита. Небольшое его количество образовалось вследствие окисления силикатов железа. В таконитовой шахте «Эмпайр» обнаружены реликты сидеритовой железорудной формации, встречающиеся по простиранию слоев магнетита на расстоянии около 850 *м*. В разрезе эти реликты прослеживаются в железорудной формации, состоящей из магнетита, на 300—400 футов (около 125 *м*). Ширина реликтовых «островков» обычно 0,25—2,0 *см*, а по длине они вытянуты на расстояние 1—6 *см*. Часто они расположены последовательно вдоль слоистости пород приблизительно через 3 *м*.

Обычно по слоистости пород наблюдается постепенный переход от сидеритовых реликтов в магнетитовую породу. Граница между магнетитом и сидеритом часто напоминает стилолитовый шов. Изредка контакт между этими минералами представлен зернистыми карбонатами или силикатами железа, иногда роговиком.

Образование магнетита связывают с окислением карбонатов или силикатов либо замещением кремния в процессе диагенеза. Вполне очевидно, что магнетит замещает карбонаты и силикаты железа в новообразованных осадках в соответствии с изменением первичных нейтральных или восстановительных условий на слабо окислительные. Последние, по-видимому, возникли вследствие частичного поднятия дна моря.

Силикаты железа, в особенности миннесотаит и стильпномелан, часто встречаются в разрезах районов Годжебик и Маркетт. В некоторых частях разреза района Айрон Ривер — Кристал Фоллз многочисленные находки стильпномелана и хлористого железа. Так как этих минералов в неметаморфизованной железорудной формации, а также постдокембрийских железо-

рудных образованиях других районов нет, можно утверждать, что они являются не первичными или диагенетическими, а образовались в начальную стадию метаморфизма железорудной формации.

Первичные или диагенетические силикаты железа — гриналит, шамозит или глауконит, за счет которых, возможно, образовались миннесотаит и стильпномелан, также известны в других районах. Два из них, гриналит и шамозит, в железорудной формации штата Мичиган обнаружены в единичных экземплярах; если бы эти силикаты находились в первичных осадках, они были бы значительно изменены постседиментационными процессами.

Миннесотаит, вероятно, не требует для своего образования материнского силиката, а может быть образован только вследствие диагенетических и метаморфических превращений первичного роговика и сидерита (табл. 1)

Таблица 1

Химические формулы силикатов железа

Минерал	Формула	Автор
Шамозит	$Fe^{2+}_{3,6}\ Al_{1,6}\ (Mg,\ Fe^{3+})_{0,8}\ (Si_{2,6}Al_{1,4})\ O_{10}\ (OH)_8$	Deer, Howie, Zussman, 1963
Гриналит	$Fe^{2+}_{4,5}\ Fe^{3+}\ Si_4O_{10}\ (OH)_8$	То же
Глауконит	$K\ (Mg,\ Fe)\ (Al,\ Fe)\ (OH)_2\ Si_4O_{10} + K\ (Al,\ Fe) \cdot Al\ (OH)_2\ Si_3AlO_{10}$	Winchell, 1951
Грюнерит	$Fe_7\ (OH)_2Si_8O_{22}$	То же
Миннесотаит	$Si_{7,6}\ (Al,\ Fe^{3+})_{0,35}\ (Mg,\ Fe^{2+},\ Mn)_{5,58}\ O_{18,5}\ (OH)_{5,5}$	Deer, Howie, Zussman, 1963
Стильпномелан	$(K,\ Na,\ Ca)_{0-1,4}\ (Fe^{3+}Fe^{2+}Mg,\ Al,\ Mn)_{5,9-8,2} \cdot Si_8O_{20}\ (OH)_4\ (O,\ OH,\ H_2O)_{3,6-8,5}$	То же

В то же время значительное содержание алюминия в стильпномелане свидетельствует о значительном количестве алюмосиликатов в первичном осадке, из которого образовался в дальнейшем стильпномелан.

Отсутствие реакций между сидеритом и роговиком при низких ступенях метаморфизма может служить доказательством того, что и миннесотаит и стильпномелан произошли из первичного силикатного материала (James, 1954).

В восточной части района Маркетт тонкослоистые железорудные формации, богатые силикатами железа, характеризуются низким содержанием роговиков — менее 10% (табл. 2); остальные разности этой формации обычно содержат 15—20% роговиков.

Содержание кремнезема в железисто-кремнистой формации обычно изменяется в широких пределах и зависит от количества роговиков. Чистая роговик-сидеритовая железорудная формация содержит около 45% кремнезема при среднем количестве роговиков в формации приблизительно 61%; такое содержание кремнезема характерно для ряда железорудных формаций других районов, богатых кремнеземом.

Следовательно, силикатная железорудная формация отличается от других близлежащих железорудных формаций тем, что в ней нет прослоев роговиков. Это, по-видимому, результат накопления первоначально возникших роговиков с образованием впоследствии из них силикатных минералов железа.

Часть пластов железорудной формации состоит главным образом из гранул силикатов железа. Как гранулы, так и основная масса породы имеют одинаковый состав. Можно предположить, что образование гранул связано с вихревым (волнообразным) перемещением первичного осадка. В некоторых пластах, однако, гранулы силикатов железа окружены оболочкой, состоящей из материала, бедного кремнеземом (обычно это роговик или сидерит).

Иногда наблюдается обратная картина: бедные кремнеземом гранулы заключены в кремнеземную оболочку.

Образование силикатных гранул может быть связано с явлениями селективного замещения роговика или сидеритового материала в процессе диагенеза либо с ростом конкреций. Дифференциация гранул при седиментации или интенсивном перемешивании осадка на дне кажется нам маловероятной. Таким образом, дифференциация силикатных гранул или всей массы осадка может свидетельствовать о диагенетическом или метаморфическом происхождении силикатов железа.

Первичные минералы железа района Айрон Ривер — Кристал Фоллз представлены в основном сидеритом и пиритом. Тесная ассоциация пирита, залегающего согласно слоистости, с сидеритом и осадками, богатыми углеродом, доказывает то, что пирит образовался осадочным путем. Стильпноме-

Таблица 2

Состав типичной кремнистой железорудной формации восточной части района Маркетт, вес. %

Минерал	Номер образца		
	1	2	3
Роговик	Следы	6,2	4,0
Сидерит	1,2	0,5	—
Магнетит	—	1,0	2,5
Стильпномелан	—	22,0	90,0
Миннесотаит	18,4	49,5	3,5
Смесь магнетита и силикатов железа	54,4	—	—
Грюнерит *	20,9	—	—
Вторичный гематит	5,1	20,6	—

* Образование грюнерита связывается с контактовым метаморфизмом при внедрении пластовых интрузий.

лан характерен главным образом для восточной части района, но так же, как и в районах Годжебик и Маркетт, он, очевидно, образовался в условиях низких ступеней метаморфизма. В районе Меномини первичные минералы представлены гематитом и, возможно, магнетитом.

Рибекит и эгирин приурочены к узким зонам в восточной части железорудной формации Маркетт и встречаются на глубине 300—400 футов (по простиранию примерно на расстоянии 2 мили, по падению — около 0,5 мили).

Содержание натрия в железорудной формации для этого района составляет 0,5—6%.

Некоторые части разреза железорудной формации с рибекитизацией содержат или каким-то образом связаны с кластическими осадками. Но все кластические осадки железорудной формации никак не могут быть в ассоциации с рибекитом. Мы полагаем, что седиментация рибекитсодержащих железорудных формаций происходила локально в условиях мелкого моря при преобладании эвапоритных условий. Натрийсодержащие части разреза уобушской железорудной формации Лабрадора также возникли в условиях среды, характеризующейся как высоким *Eh*, так и высокой соленостью (Klein, 1966).

Во всех трех районах (Айрон Ривер — Кристал Фоллз, Маркетт и Меномини) почти, а иногда и полностью, отсутствуют следы вулканической деятельности, совпадающей по времени с образованием железорудной формации. Значительные проявления вулканизма отмечены лишь для восточной части района Годжебик. Здесь он проявился в очень короткое время по сравнению со временем формирования железорудной формации.

Небольшие количества сильно измененных темноцветных изверженных пород встречаются в виде тонких прослоев в железорудной формации района

Маркетт. Установить, что это продукты вулканизма или апофизы многочисленных даек и плоских плутонов, почти невозможно. Из-за небольшого объема этих предположительно вулканических пород, по сравнению с объемом железорудной формации, можно считать их второстепенной составляющей формации в районе Маркетт.

Осадконакопление в среднем докембрии завершилось проявлением в широком масштабе пенокинского орогенеза, сопровождавшегося метаморфизмом (около 1900 млн. лет назад).

Почти повсеместно в регионе явления метаморфизма привели к перекристаллизации железорудной формации с образованием силикатов железа: миннесотаита и стильпномелана на низких ступенях метаморфизма и грюнерита — на более высоких. Роговики, гематит и магнетит устойчивые к метаморфизму до силлиманитовой ступени, в дальнейшем они становятся более грубозернистыми в результате перекристаллизации.

Джеспилит — перекристаллизованная разность роговиково-гематитовых образований низких и средних ступеней метаморфизма. В районе Маркетт он, как правило, содержит много магнетита или мартита; обычно тонкие слои, богатые железом, представлены магнетитом и мартитом, а прослои яшмовидного материала — гематитовым роговиком и в незначительной степени магнетитом. Размеры зерен роговиков и гематита, как правило, соответствуют ступеням метаморфизма.

Перекристаллизация сидерита происходит при низких ступенях метаморфизма, при более высоких — его реакция с роговиками приводит к образованию грюнерита, который может быть окислен до магнетита. По характеру нахождения сидерита в трех районах штата Мичиган из четырех изучаемых можно предположить, что этот минерал отлагался в замкнутых бассейнах, изолированных от открытого моря. Нормальные окислительные условия, характерные для открытого моря, в таких бассейнах резко изменялись (отрицательное *Eh*) в результате застойных явлений или интенсивного осадконакопления. Исключение представляют, вероятно, прибрежные участки бассейнов, где преобладали или неоднократно возобновлялись окислительные условия (положительное *Eh*) с образованием гематита и гидроокислов железа. Магнетит в таких условиях мог осаждаться при *Eh*, близком к нулю. Характер чередования слоев, богатых магнетитом и гематитом, с прослоями джеспилита свидетельствует о резкой смене окислительных условий во время осадконакопления. В восточной части района Маркетт величина *Eh* магнетита, образовавшегося в результате диагенетического замещения сидерита, изменяется в сторону положительного знака после окончания осадконакопления.

В районе Айрон Ривер — Кристал Фоллз застойные явления закрытого бассейна и относительно глубоководных условий не способствовали «заражению» места седиментации атмосферным кислородом. При таких условиях происходило накопление органического материала и сульфидов железа, образовавшихся при химическом осаждении. В период, отделяющий осадконакопление и диагенез железорудных формаций от регионального метаморфизма (конец среднего докембрия), осадки формаций были частично эродированы — сразу же после завершения осадконакопления — и прорваны интрузиями. В районе Маркетт, по крайней мере, интрузии мафических пород внедрялись до и после среднедокембрийского эрозионного перерыва.

Вторичные окислы железа, образованные из сидерита и магнетита при их выветривании в районе Маркетт, а возможно, и в других районах, были перекристаллизованы в пенокеанский период. Эти окислы железа в общем трудно отличить от перекристаллизованного первичного гематита.

Таким образом, основная перекристаллизованная гематитовая порода, джеспилит, может образоваться либо из первичного гематитового осадка, либо быть производной процессов вторичного окисления, предшествовавших региональному метаморфизму. Критерии отличия этих двух типов ненадежны и малочисленны.

Наиболее важным этапом происхождения джеспилитов в результате процессов выветривания, предшествующих метаморфизму, является его приуроченность к поверхностям выветривания, распространенным на различных стратиграфических горизонтах железорудной формации района Маркетт.

Редко наблюдаемые переходы джеспилита в реликты, «островки», сидеритовой железорудной формации также подтверждают вторичный характер джеспилитов. Прямым доказательством наличия первичных джеспилитов являются лишь иногда наблюдаемые гематитовые оолиты или гранулы. Джеспилит в породах сидеритовой железорудной формации обычно тонкополосчатый, мощность слоев не превышает 1,25 *см*, в то время как размеры линзовидных гранул его 2,5—7,5 *см*. Редко наблюдаемые переходы тонкополосчатого джеспилита в сидеритовую железорудную формацию не являются, по-видимому, веским доказательством того, что все прослои джеспилита мощностью менее 1,25 *см* имеют одинаковый генезис. В восточной части района Маркетт интрузии темноцветных пород локально видоизменяют железорудную формацию, превращая сидерит в магнетит или пирит. Эти явления наблюдаются на контакте даек с железорудной формацией. Иногда встречаются порфиробласты грюнерита в сидерит-роговиковых слоях или прослоях миннесотаита. В стадию низких ступеней метаморфизма порфиробласты грюнерита обычно регрессивно изменяются и замещаются кварцем, кварц-сидеритом или кварц-сидерит-магнетитом.

Гематит, возникший в среднем докембрии при выветривании, в результате перекристаллизации в пенокеанское время преобразовался в плотную руду. Так как в месторождениях плотных руд содержание железа обычно на несколько процентов выше, чем концентрация окислов железа в рыхлых рудах, образовавшихся после процессов перекристаллизации, можно предположить, что не процессы вторичного окисления привели к наблюдаемой концентрации. Образование плотных руд связано, вероятно, с гидротермальной деятельностью, которую ряд исследователей считает основной причиной, обусловившей образование железорудных формаций. Однако нет никаких данных о наличии очагов гидротерм в породах, залегающих под железорудной формацией. Темноцветные интрузивные породы района нельзя рассматривать как очаги гидротерм. И с позиций плутонизма вряд ли можно объяснить образование крупных рудных тел на эрозионной поверхности в среднем докембрии. Вполне вероятно, что могли возникать небольшие гидротермы вследствие нагревания воды при дегидратации роговиков при региональном метаморфизме, которые служили добавочным источником при формировании твердых руд.

После пенокеанской стадии метаморфизма перекристаллизованная железорудная формация оставалась неизменной в течение сотен миллионов лет приблизительно до кюиновского периода (ранний палеозой, около 600—900 млн. лет назад). Затем железорудная формация местами была окислена и выщелочена (выветрена) гипергенными процессами или совместным действием гипергенных и гипогенных пластовых растворов (James, 1968). Комплексное действие этих факторов обусловило спорадическое распределение землистого гематита и гетита в железорудной формации, т. е. образование рыхлых руд. Такие руды в основном локализованы вдоль осей синклиналей и других раскрытых структурных форм.

ЛИТЕРАТУРА

Bayley R. W., Dutton C. E., Lamey C. A.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper 513, 1966.

Deer W. A., Howie R. A. a. Zussman J.— Rock-forming minerals. John Wiley, New York, 1962.

Han Tsu-Ming — Inst. Lake Superior Geology, 8th Ann. Mtg 1962.

Huber N. K.— Econ. Geology, **54**, 1, 1959.

James H. L.— Econ. Geology, **49**, 3, 1954.

Dutton C. E., Pettijohn F. J. a. Wier K. L.— U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 570, 1968.
Klein Cornelis Jr.— Jour. Petrology, 7, 2, 1966.
Prinz W. C.— U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map 1-497, 1967.
Winchell A. N. Elements of optical mineralogy, John Wiley, New York, 1951.

ЯКОБСИТ ИЗ МАРГАНЦЕВОРУДНОГО РАЙОНА УРАНДИ В ШТАТЕ БАИЯ

Э. Ф. РИБЕЙРО
(Бразилия)

Якобсит из метаморфических марганцевых залежей Уранди в штате Баия был диагностирован рентгенографическим путем и изучен в пришлифовках. Величина a_0, указывающая на принадлежность к спинальной группе, варьирует в исследуемом минерале в пределах 8,38—8,49 Å. Вмещающие марганцевые отложения в толще докембрийских образований имеют различную степень метаморфизма, образуют линзы, переслаивающиеся со сланцами.

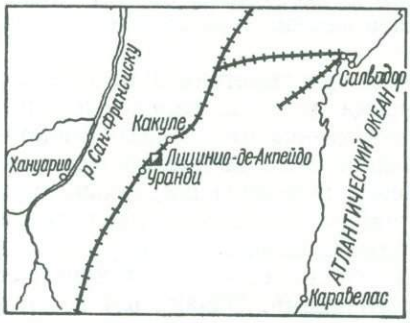


Рис. 1. Карта-схема марганцеворудного района Уранди.

Полученные нами результаты свидетельствуют о том, что в районе исследований могут с успехом применяться магнитометрические методы разведки.

Район находки якобсита, ассоциирующего с марганцевыми минералами, расположен в юго-западной части штата Баия. Якобсит обнаружен в кристаллическом комплексе, слагающем крупную геотектоническую структуру — геосинклиналь Эспинхако. Полоса метаморфических образований вблизи Уранди ограничивает рассматриваемый комплекс с юга (рис. 1).

Марганцевые отложения в этом районе Бразилии, как и большая часть других проявлений, приурочены к докембрийским породам, представленным гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, перекрытыми серией переслаивающихся филлитов, зеленокаменных сланцев, метаконгломератов и кварцитов. Марганцевые отложения постоянно приурочены к толщам кристаллических сланцев и филлитов. Возраст докембрийских пород в этом районе, по данным калий-аргонового метода, составляет 463—791 млн. лет.

В железо-марганцевом регионе Уранди в зависимости от происхождения можно выделить, по крайней мере, три различных типа марганцевых залежей.

Первый тип, встречающийся в шахте Баррейро-дос-Кампос, относится к карбонатному типу оруденения. Наиболее обычный для этого оруденения минерал манганодоломит, кривые ДТА которого очень схожи с кривыми кутнагорита.

Два других типа образованы в результате регионального метаморфизма отложений, сингенетичных первичным марганцевым рудам. Разница между ними определяется степенью метаморфизма. В скв. Барнабе комплекс марганцевых минералов, как и вмещающие породы, имеет следы высокой степени метаморфизма. В некоторых отложениях (например, Педру-Прету) степень метаморфизма ниже. Вмещающие породы представлены здесь зеленокаменными и серицитовыми сланцами, а якобсита и гаусманита в рудах нет.

Шахта	Минерал	Руды		
		Осадочно-метаморфические	Метасоматические	Супергенные
Баррейро-дос-Кампос	Манганодоломит	———		
	Спессартин		———	
	Родонит		———	
	Кварц		———	
	Криптомелан			———
	Голландит			———
	Пиролюзит			———
	Тодорокит			—?——?—?—
	Рамсделлит			———
Педру-Прету	α MnO_2	———		
	Манганомагнетит	—?———		?—?—?—?—?
	Криптомелан	?—?—?—?—?—?—?		———
	Пиролюзит			———
Барнабе	Биксбиит	—?—?—?		
	Якобсит	———		
	Гаусманит	———		
	Манганит	———		
	α-MnO_2	———		
	Криптомелан			———
	Тодорокит			—?———
	Пиролюзит			———

Все марганцевые отложения Уранди имеют руды, образованные в результате выветривания и супергенного обогащения оруденения. Таким образом, можно обобщить парагенезис марганцевых рудных минералов района Уранди (см. таблицу).

ЯКОБСИТ В МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В систему Fe_3O_4 — Mn_3O_4 и Fe_2O_3 — Mn_2O_3 входят минералы, играющие важную роль в образовании марганцевых залежей — магнетит-якобсит, вреденбургит, гаусманит, браунит и биксбиит. Изучение этой системы важно не только для целей металлургии, но и для определения магнитных свойств материалов.

Железо-марганцевые компоненты со структурой шпинелей, которые могут возникать в этой системе, благодаря магнитным свойствам могут применяться в электронной промышленности (Van Hook, Keith, 1958). Якобсит и браунит встречаются в районе Срикакулан (Roy, 1965). В Отжосэнду (Юго-Западная Африка) в гондитах наблюдается ассоциация браунита, биксбиита, голландита, якобсита, гаусманита и вреденбургита (Roy, 1965). В Маунт Бранднутен (Норвегия) в гондитах встречены браунит, якобсит и гаусманит (Roy, 1965).

Стиллвен и Эдвардс (1951) описывают якобсит из полосчатых образований Таунворза (Новый Южный Уэлс). В Негев (Израиль) также определен якобсит, по сообщению Катца (1960).

Впервые о находке якобсита в Бразилии в шахте Барнабе, расположенной вблизи г. Лицинио-де-Акпейдо, сообщил Рибейро Фильхо (1966). В результате изучения марганцево-железистых отложений региона появилась возможность идентифицировать несколько разностей якобсита, отличающихся по своим минералогическим и химическим особенностям, а также фигурам травления. Ассоциация этих разностей с другими марганцевыми минералами также не всегда идентична.

Якобсит — минерал метаморфического происхождения, образующийся в марганцевых отложениях. В пришлифовках в них наблюдается гранобла-

стовая разнозернистая структура. Величина зерен якобсита 0,05—3,0, чаще всего 0,2—1,0 *мм*. Минерал сильно магнитен, в отраженном свете розовато- или оливково-серый. По краям зерен якобсит легко отличается от магнетита. Минерал изотропен, с обычным набором реактивов не реагирует. Однако несколько образцов проявили положительную реакцию с 40%-ным водным раствором HF. С. Рой (1959) наблюдал это явление в якобситах района Андхра-Прадеш. Он предположил, что аналогичный характер реакции проявляется тогда, когда состав якобсита близок к переходному магнетиту. В этом случае при травлении он ведет себя так, как магнетит, дающий положительную реакцию с 40%-ной HF и концентрированной HCl. При реакции якобсита из Уранди с фтористоводородной кислотой такой концентрации получены аналогичные результаты, но при использовании соляной кислоты реакция была отрицательная, хотя состав минерала при этом был очень близок к магнетиту, в соответствии с данными С. Роя (1959).

Образцы пород с якобситом, отобранные из различных отложений, изучали в полировках, рентгенометрическим способом и путем химических анализов.

В шахте Педру-Прету магнитные руды редки и встречены лишь на одном эксплуатационном горизонте. Они содержат кристаллы размером до 0,3 *мм* в диаметре. Кристаллы розовато-серые в пришлифовках, изотропны; дают положительную реакцию с фтористоводородной кислотой, но с обычным набором реактивов на марганец, в том числе H_2O_2 и H_2O_4, а также с концентрированной H_2SO_4, не реагирует. При действии 40%-ным водным раствором HF образцы темнеют, проявляя структуры растворения гематита в марганцевом магнетите (видманштеттовая структура).

Таким образом, содержание Mn_3O_4, как и результаты рентгенометрического изучения, свидетельствуют, что данный минерал находится в начале изоморфного ряда магнетит — гаусманит, так как в нем наблюдается излишек железа по отношению к марганцу.

В шахте Барнабе встречаются три вида якобсита: типичный, с выщелочным гематитом и с вростками гаусманита. Последний можно рассматривать как вреденбургит.

Якобсит с вростками гематита встречается в руде с гранобластовой структурой, размеры кристаллов 0,05—0,5 *мм*. При испытании минерала травлением он не реагирует с обычными реактивами, но дает положительную реакцию с 40%-ным раствором HF. При травлении фтористоводородной кислотой в якобсите получаются фигуры травления гематита.

Таким образом, данные рентгенометрического и химического анализов, а также результаты травления подтверждают, что мы имеем дело с якобситом. Параметры $a_0 = 8{,}397 \pm 0{,}003$ Å показывают, что этот минерал является почти конечным членом изоморфного ряда магнетит — гаусманит. Результаты химического анализа (Mn_3O_4 = 17,36 мол.%) также свидетельствуют о том, что это якобсит.

В соответствии с фазовой диаграммой Муана и Сомиа (1962), предполагать растворение гаусманита в условиях избытка марганца невозможно — это может быть биксбиит или гематит. Последний определяют по цвету тонких прослойков выщелачивания в отраженном свете, так же как и отрицательной реакцией со всеми реактивами, применяемыми при травлении. В нашем образце, включающем выщелоченный гематит, содержание марганца поднимается до 44,7 мол.%, а параметры $a_0 = 8{,}498 \pm 0{,}002$ Å. Мы имели также образец с концентрацией Mn_3O_4 34,64 мол.%, включающий выщелоченный гематит в виде редких рассеянных зерен. В других образцах магнитной руды из скв. Барнабе концентрация Mn_3O_4 выше 54%, а параметры элементарной ячейки превышают 8,46 Å, на основании чего минерал можно определить как вреденбургит.

Магнитные руды, содержащие якобсит и вреденбургит, встречаются также в других шахтах, расположенных вблизи шахты Барнабе (Фексе-де-Вара, Ковао, Пьедоде и Пау-де-Рего). Эти руды характеризуются гранобла-

стовой структурой; кристаллы якобсита или вреденбургита частично замещаются криптомеланом, тодорокитом и пиролюзитом.

Минерал вреденбургит был определен на основании химического состава, так как он не проявлял структур выщелачивания, образованных пластинками гаусманита в якобсите. Кристаллы вреденбургита гранулированные, в основном однородные. Травление свидетельствует о наличии мелких зерен гаусманита, диффузивно проникших в кристаллы якобсита. Очевидно, скорость охлаждения кристаллов якобсита была недостаточно медленной для образования тонких прослойков выщелачивания. В некоторых образцах кристаллы вреденбургита корродированны преимущественно по направлениям, соответствующим измененным тонким прослойкам выщелачивания.

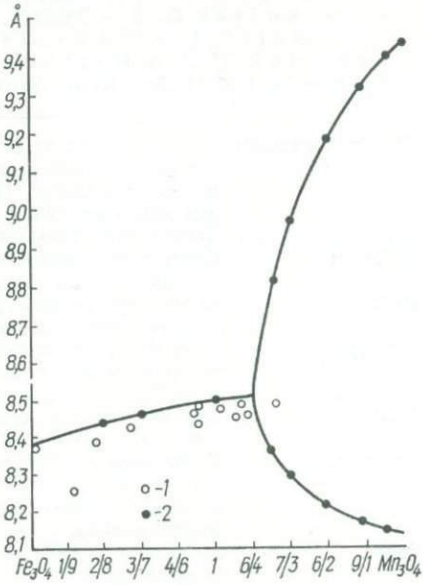


Рис. 2. Изменение размеров кристаллической решетки в зависимости от состава в системе Fe_3O_4 — Mn_3O_4:

1 — по нашим данным; *2* — по данным Мэсона.

В результате исследования якобсита и ассоциирующих с ним марганцевых минералов можно сделать некоторые выводы.

1. Определения параметров элементарной ячейки в сочетании с данными химического анализа согласуются с заключениями Мэсона (1943), изучавшего систему Fe_3O_4 — Mn_3O_4. Мэсон полагает, что размеры элементарной ячейки растут с увеличением количества марганца.

2. Гематит и гаусманит растворяются в якобсите в соответствии с пропорциями Fe_3O_4 — Mn_3O_4 в рудах. Эти пропорции согласуются с данными, выведенными в диаграммах Мэсона (1943), Ван Гука и Кейта (1958), Муана и Сомиа (1962).

3. Поведение якобсита при травлении свидетельствует о том, что положительная реакция с HF зависит от содержания в минерале марганца, как и указывал Рой (1959). Результаты испытания концентрированной HCl противоречат наблюдениям Роя, так как исследованный нами минерал имел отрицательную реакцию.

4. Вариации параметров элементарной ячейки якобсита, обусловленные отношением Mn : Fe, согласуются с результатами, которые получены Мэсоном (1943). Эти расхождения, очевидно, вызваны тем, что в природном якобсите некоторые химические элементы могут входить в кристаллическую структуру, замещая железо и (или) марганец (рис. 2).

5. По минералогическим ассоциациям рудные залежи района Уранди сходны с другими районами распространения метаморфических руд. Исключением является единственное проявление, в котором совместно с марганцевыми минералами встречаются самородная медь, куприт и малахит.

6. Определение якобсита и его структурных особенностей представляет интерес для выяснения парагенезиса марганцевых минералов.

7. Если магнитный минерал — якобсит — является главным компонентом полосчатых рудных тел, появляется довольно значительная аномалия, которая обнаруживается при проведении магнитометрической разведки.

ЛИТЕРАТУРА

Deer W. A., Howie M. A. a. Zussman M. A.— Rock Forming Minerals, **5**, John Willey and Sons Inc., New York, 1962.

Hirowatari F. a. Miashisa M.— Min. Geol. (Soc. Min. Geol. Japan), **5** (16), 1955.

Katz Gerald.— Israel. Amer. Miner., **45** (6) 1960.
Mason Brian.— Geol. För. Förh. Stockholm, **65** (2), 1943.
Mason Brian.— Amer. Miner., **32** (7—8), 1947.
McAndrew J.— Amer. Miner., **37** (5—6), 1952.
Montoro V.— Gazz. Chim. Italiano 68, 1938.
Muan A. a. Somiya S.— Amer. Jour. Sci., **260** (3), 1962.
Mukherjee B.— Miner. Mag., **32**, (247), 1959.
Ramdohr P.— XX Intern. Geol. Congress, **1**, Mexico, 1956.
Ribeiro Filho E.— Soc. Bras. Geol., **15** (2), 1966.
Ribeiro Filhó E. a. Ellert N.— Miner. e Metal., **49**, 1969.
Roy Supriya.— Nature, **183**, 1959.
Roy Supriya.— Econ. Geol., **60** (6), 1965.
Rumyantsev G. S.— Doklady, **164** (1—6), 1965.
Stillwell F. L. a. Edwards A. B.— Miner. Mag., **29** (212), 1951.
Van Hook H. J. a. Keith M. L.— Amer. Miner., **43** (1—2), 1958.
Yun.— Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Series B, **25**, 1958.

И. П. Новохатский: Как Вы объясняете наличие минералов меди?

Э. Рибейро: Взаимоотношения между минералами меди и кварцевыми жилами видны в шлифах. Полагаю, самородная медь образовалась позже, чем окись марганца.

И. П. Новохатский: Какова роль кремнезема в первичных рудах?

Э. Рибейро: Первичных кремнистых руд в районе Уранди нет. Лишь в Баррейродос-Кампос был найден родонит.

С. Рой: Почему Вы делаете различие между α-MnO_2 и криптомеланом в парагенетической ассоциации? Я считаю, что это одно и то же.

Э. Рибейро: В одних рудах установлены голландит и криптомелан, однако в других различить их невозможно, поэтому я предложил общий термин α-MnO_2.

С. Рой: Вы считаете, что криптомелан ассоциирует с якобситом и гаусманитом как метаморфический минерал?

Э. Рибейро: Криптомелан, якобсит и гаусманит ассоциируют в рудах. Криптомелан, очевидно, вторичный и образовался в процессе выветривания. В пришлифовках был показан якобсит, прорезанный прожилками криптомелана.

С. Рой: Вы анализировали химически якобсит с $a_0 = 8{,}46$ Å, который назвали вреденбургитом?

Э. Рибейро: Я определил минерал как вреденбургит на основе особенностей химического состава, установленных Мэсоном.

В. Скарпелли: Какие средние содержания марганца и железа в рудах Уранди?

Э. Рибейро: Их можно представить следующими образом:

Шахта	Содержание, %				
	Mn	Fe	SiO_2	BaO	P
Педру-Петру	40—53	1—2,4	0,6—3,01	0,7—14	0,65—0
Баррейро-дос-Кампос	45—52	1,0—5,7	0,5—4,6	0,05—0,13	0,008—0,12
Барнабе	39—45	0,5—16,5	0,4—13,1	—	0,012—0,3

ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЭКВИВАЛЕНТОВ

Р. Т. БРАНДТ, ДЖ. В. ДОРР II, Г. А. ГРОСС, Г. ГРУСС, Н. П. СЕМЕНЕНКО

Международная номенклатура железисто-кремнистых осадочных пород и их метаморфизованных эквивалентов недостаточно разработана. В разных странах различные термины употребляются для обозначения одних и тех же пород и, наоборот, индентичные термины применяют для названия различных пород. Чтобы достичь взаимопонимания в международном масштабе, определить, какому типу пород, богатых железом, соответствует данный термин, следует составить подробный список терминов с обзором публикаций более чем местного значения. В опубликованных докладах Международного симпозиума по геологии и генезису докембрийских железисто-кремнистых и

марганцевых формаций мира, состоявшемуся в г. Киеве в 1970 г., употребляются такие термины: таконит (taconite), итабирит (itabirite), джеспилит (jaspilite), железистый кварцит (ferruqinous quartzite), железистый роговик (iron hornfels), железистый кремень (ferruginous chert), железистая яшма (ferrugianous jasper), железная руда (iron ore).

Терминология, которой пользуются геологи в СССР, значительно отличается от таковой, применяемой за рубежом. Во всех странах значительное внимание уделяется условиям осадконакопления формаций. В то же время широко развитые явления метаморфизма различных ступеней и различного типа еще более усложняют унификацию номенклатуры.

В Соединенных Штатах, Канаде, Австралии и Южной Америке для полосчатых железисто-кремнистых пород осадочного происхождения употребляется исторически сложившийся термин «железистая формация» (iron-formation). Большинство геологов в этих странах применяют обозначения Джеймса (1954) или Гросса (1966). Неметаморфизованная железистая формация образовывалась, как предполагает большинство ученых, химическим или биохимическим путем и обычно состоит из кремней (chert) или яшм (jasper), переслаивающихся с одним или несколькими минералами, богатыми железом: окислами, карбонатами, силикатами, сульфидами.

На основании теоретических и экспериментальных исследований (Krumbein and Garrels, 1952; Kraus Kopf, 1967) первичный минерал, богатый железом, является индикатором pH и *Eh* условий осадконакопления железистой формации, поэтому Джеймс главные типы минералов железа использовал для обозначения первичных фаций железистой формации. Окисные фации (гематитовые) железистой формации имеют положительное *Eh*, сульфидные — сильно отрицательное, а карбонатные и силикатные — промежуточное значение *Eh*. Фации образуют переходные серии; конечные члены — гематитовые и сульфидные фации — несовместимы.

Термин «ж е л е з и с т а я ф о р м а ц и я» (iron-formation), например, можно параллелизовать с термином «известняки», т. е. он является родовым обозначением. Поскольку существует много различных типов известняков, известны и различные типы железистых формаций. Поэтому при обозначении формаций в стратиграфическом смысле железистую формацию можно назвать железистой формацией Брокман (Brockman Iron Formation); американскую известняковую формацию — ниобраскими известняками (niobraru limestone). Чтобы избежать двусмыслия, представители Геологической службы США применяют дефис в термине железистая формация (iron-formation), если имеется в виду ее литологическое значение; этот термин пишется с больших букв, если применяется в стратиграфическом смысле. Такую практику можно, вероятно, расширить.

Термин «д ж е с п и л и т» (jaspilite) был впервые употреблен для обозначения окисных фаций железистой формации оз. Верхнего, в которых кремнезем представлен яшмой (jasper). С этого времени он широко применяется для обозначения окисных фаций железистой формации. К сожалению, в некоторых районах этот термин применяется для описания пород района оз. Верхнего, которые нельзя назвать джеспилитами. В словаре Американского геологического института джеспилит определен как «порода, состоящая, главным образом, из чередующихся слоев яшмы и окислов железа». Это не строго генетическое определение и применяется не только для пород, в которых окислы железа являются первичными, но и для пород, в которых окислы железа являются продуктом вторичных изменений карбонатных или силикатных фаций. При употреблении этого термина читатель не получает достаточной информации, как, например, при употреблении термина окисные фации железистой формации. Возможно, поэтому его следует избегать при описании хорошо изученных пород, а применять к породам, первичная природа которых неизвестна. Термин надо принять к неметаморфизованным или слабо метаморфизованным породам, в которых яшма раскристаллизована в незначительной мере.

В Южной Африке окисные фации железистой формации называют полосчатым железняком (ironstone), в то время как на американских континентах и в других местах термином «ironstone» обозначают руды типа минетты, в основном не содержащие кремния (chert) и не полосчатые, а обычно оолитовые, кластические и железофосилизированные и везде послекембрийского возраста. Это различие между железистой формацией и железняками необходимо сохранять, потому что обстановка их седиментации была различной.

Бóльшая часть докембрийских железистых формаций метаморфизована: Джеймс (1955) показал, что размер зерен перекристаллизованных кремня (chert) или яшм значительно изменяется в зависимости от степени метаморфизма. Восприимчивость окисных фаций к гипергéнному обогащению прямо зависит от величины зерна пород (Дорр, 1964).

Итабирит — бразильский термин, который широко применяется в Южной Америке, Западной Африке и Мавритании и там, где окисные фации железистой формации метаморфизованы до такой степени, что отдельные кристаллы в породах могут быть макроскопически отличимы (Дорр, Барбоса, 1963). Термин имеет специфически узкое значение в геологически полевом и экономическом аспектах, и мы считаем, что его надо оставить в международной номенклатуре.

Там, где окисные фации железистой формации метаморфизованы изохимически с образованием высокометаморфизованных фаций, в большинстве случаев размеры отдельных зерен кварца и минералов железа достигают 2 *мм* или более. Породы приобретают гнейсовидную текстуру. Окислы железа представлены магнетитом или мартитом, и во многих местах встречаются идиоморфные кристаллы. Алюминий обычно присутствует в форме кианита. Такую породу нельзя точно определить как итабирит, в последнем отдельные кристаллы имеют размер десятых и сотых долей миллиметров. У авторов обычно нет достаточной уверенности в том, что какой-либо другой литологический термин может быть применен для этой породы, которая не широко распространена на гнейсовых площадях Бразилии, а возможно, и в других регионах. Полевой термин «гнейсовидный итабирит», предложенный одним из авторов, совершенно неудовлетворителен.

Полосчатый гематитовый кварцит (ПГК) (Banded hematite-quartzite) (BH) — термин, широко применяемый в Индии, в Австралии и других районах для обозначения окисной фации железистой формации. Часть материала ПГК претерпела значительный метаморфизм и является эквивалентом итабиритов Бразилии. Большая же их часть претерпела метаморфизм ранних ступеней и не может считаться эквивалентом пород этого типа; остальная часть — эквивалент джеспилитов района оз. Верхнего.

Хотя железистая формация местами содержит значительное количество обломочного материала, который может образовывать слои в железистой формации или быть перемешанным с нею — глинистые, туфовые, песчанистые, галечные включения, — она все равно является химическим или биохимическим осадком.

Термин железистый кварцит (ferruginous quartzite) применяется за рубежом к породам обломочного происхождения, хотя они могут иметь такой же химический состав, как и породы железистой формации; кварц и другие минералы в большинстве случаев являются кластогенными.

В Советском Союзе под железисто-кремнистыми формациями понимают парагенетические ассоциации комплекса пород, переслаивающихся ритмически с железисто-кремнистыми отложениями и отражающих условия образования последних. В связи с этим Н. П. Семененко и другие выделяют такие типы железистых формаций: железисто-кремнисто-сланцевую; железисто-кремнисто-сланцево-кератофировую, или джеспилито-лептитовую; железисто-кремнисто-метабазитовую; железисто-кремнисто-ультрабазитовую и, наконец железисто-кремнисто-карбонатную, наблюдающуюся в штате Минас-Жераис.

Так как образование железисто-кремнистых пород проходило в переменно окислительно-восстановительной обстановке — разное значение *Eh* (от положительного для окисных до отрицательного для сульфидных), то по степени окисления железисто-кремнистые породы делят на: окисные и закисно-окисные, где все железо представлено гематитом и магнетитом; окисно-закисные, где одна часть железа представлена магнетитом, а другая — силикатами или сидеритом, и закисные, где все железо представлено силикатами или карбонатами. Наконец, редко наблюдается и фация серного колчедана, образующаяся в резко восстановительной обстановке с отрицательным *Eh*. В связи с этим различают рудные железистые породы, где все железо представлено магнетитом или гематитом, и рудно-силикатные или силикатные железисто-кварцевые породы, где содержатся и силикаты.

Железисто-кремнистые силикатные породы обычно содержат наряду с Si и Fe примеси других породообразующих элементов — Al, Mg, Ca. На этом основании можно выделять чистые железисто-кремнистые породы, содержащие только железо и кремнезем, и железисто-кремнисто-силикатные, содержащие кремнезем и другие породообразующие окислы.

Систематика железисто-кремнистых пород также зависит от степени метаморфизма.

Для начальной аспидно-сланцевой (лотрит-пумпеллитовой) ступени метаморфизма характерны тонкокристаллические железисто-кремнистые яшмы — кремни; для ступени метаморфизма роговиков и филлитов — силикатные железисто-кремнистые роговики и джеспилиты (бессиликатные рудные железисто-кварцевые породы); для гнейсовых ступеней метаморфизма — крупнокристаллические железистые кварциты.

Железисто-силикатные кварциты содержат магнетит, кварц и силикаты — амфибол, пироксены, гранат и др.

В анкете дискуссии по терминологии Р. П. Петров предлагает следующие термины: 1) железная руда (iron ore) — понятие экономическое, железорудная формация (iron formation) — геологическое; 2) джеспилит (jaspilite) — синоним железистого джеспера (ferruginous jasper); следует рекомендовать первый термин; 3) железистый роговик (iron hornfels) — синоним железистого кремня (ferruginous chert); 4) железистый кварцит (ferruginous quartzite) — синоним итабирита (itabirite); 5) силикатный итабирит — синоним таконита (taconite). Р. П. Петров выделяет комплексы пород: *более метаморфизованный* — таконит (taconite) = силикатный железистый кварцит = силикатный железистый роговик; итабирит (itabirite) = бессиликатный железистый кварцит = бессиликатный железистый роговик; кварцит (quartzite) = роговик и *менее метаморфизованный* — кремень (chert) = роговик; джеспилит (jaspilite) = железистая яшма (ferruginous jasper) = джеспер.

В. М. Чернов также под термином джеспилит понимает бессиликатный железистый роговик; при этом джеспилиты являются тонкополосчатыми породами, а железистые роговики — грубополосчатыми. Железистый кремень — синоним термина яшма. Термин железистый кварцит употребляется как технический — собирательный, свободно применяемый для всех железисто-кремнистых пород.

В. М. Кравченко предлагает различать джеспилиты [тонкокристаллические и тонкополосчатые бессиликатные железисто-кремнистые породы с шириной полос (в миллиметрах)] и железистые роговики [грубополосчатые породы с шириной полос (в сантиметрах), содержащие, кроме кварца, гематита или магнетита, до 10—30% силикатов].

П. Г. Брандт под термином «джеспилит» понимает породу с хорошо заметными полосами, в которой железо представлено гематитом, магнетитом или мартитом, а кремнезем — роговиком, яшмой или тонкозернистым кварцем.

Итабирит (по мнению Брандта) представляет собой метаморфизованный джеспилит, в котором кварц и железистые минералы перекристаллизованы и кристаллы видны невооруженным глазом.

Термин «железистый кварцит», по мнению Брандта, слишком неопределен и поэтому нежелателен. Под термином «железная руда» он подразумевает материал, который в настоящее время экономически выгодно добывать.

В. Н. Маклеод отмечает, что термин «железистая формация» употребляют для пород осадочного происхождения, состоящих из окислов железа, кремнезема и карбонатов, и используют в литолого-стратиграфическом смысле.

По мнению Маклеода, термины-синонимы — таконит и итабирит; джеспилит и железистая яшма.

В заключение следует отметить, что для термина «железистые кварциты» существует три понятия: обломочная порода; крупнокристаллическая метаморфическая порода (высоких) гнейсовых фаций метаморфизма и термин свободного пользования, охватывающий все железисто-кремнистые породы.

Под термином «джеспилит» все авторы подразумевают полосчатую породу, в которой железо представлено гематитом, магнетитом или мартитом, а кремнезем — тонкозернистым кварцем — яшмой или роговиком.

Термин «железистый роговик» в отличие от «джеспилита» употребляют для силикатных железисто-кремнистых грубополосчатых пород с тонкозернистым кварцем-роговиком; ряд авторов считают синонимом его железистый джеспер (ferruginous jasper).

Термин «кремень», синоним «chert», — для неметаморфизованных кремнистых отложений.

Итабирит — это метаморфизованный джеспилит, который представляет собой крупнозернистые породы и является синонимом «железистого кварцита» (по Н. П. Семененко).

Таконит также глубоко метаморфизованная крупнозернистая порода, содержащая (в отличие от итабирита) наряду с кварцем и окислами железа силикаты и карбонаты, и является синонимом силикатного железистого кварцита (по Н. П. Семененко).

Несомненно, достижением нашей науки будет разработка такой номенклатуры, которую можно использовать в международном масштабе для описания различных железистых пород, типичных для докембрийских разрезов, а также встречающихся в раннем палеозое.

Конечно, такая маленькая группа геологов, участвующих в киевском симпозиуме, не в состоянии разработать международные стандарты. Поэтому мы попросили каждого участника симпозиума определить свои термины. Можно предполагать, что это положит начало приемлемой международной классификации для рассматриваемых пород. Без четкой терминологии пород, которые описываются в докладах международного уровня, в публикациях будут непонимания и неясности.

На симпозиуме в Киеве была избрана комиссия по номенклатуре в составе Р. Т. Брандта (Австралия), Дж. В. Дорра II (США), Г. А. Гросса (Канада), Г. Грусса (ФРГ), Н. П. Семененко (СССР).

ЛИТЕРАТУРА

Dorr J. V. N., II. — Econ. Geol., **59**, 1964.

Dorr J. V. N. IIa. Barbosa A. L. M.— U. S. G. S. Prof. Paper 341-c, 1963.

James H. L.— Econ. Geol., **49**, 1954.

James H. L.— Geol. Soc. America Bull., **66**, 1955.

Krumbein W. C. a. Garrels R. M.— Jour. Geol., 1952, **60**.

Krauskopf K. B. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Book Co., N. Y., 1967.

Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1956.

Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.

Семененко Н. П. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. «Наукова думка», К., 1967.

ПОСТАНОВЛЕНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ И МАРГАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

Железисто-кремнистые и марганцево-кремнистые формации — одно из интереснейших образований структурных ярусов докембрия, которые изучаются, разведываются и разрабатываются на всех континентах земного шара. Огромные запасы железных руд, сосредоточенные в докембрийских железистых формациях, представляют большой интерес для мировой экономики. Придавая этому вопросу важное значение, ЮНЕСКО, совместно с Академией наук Украинской ССР и Международной ассоциацией геохимии и космохимии, организовала Международный симпозиум, посвященный геологии и генезису железисто-кремнистых и марганцево-кремнистых формаций. Симпозиум привлек внимание многих известных специалистов, принявших участие в его работе и выступавших с интересными и важными докладами.

В представленных докладах рассматриваются вопросы генезиса и типизации железисто-кремнистых формаций, соотношения железистых и марганцевых формаций, геологии и абсолютного возраста докембрийских формаций, аналогов железисто-кремнистых формаций в последокембрийских образованиях, ступеней метаморфизма железисто-кремнистых пород и генезиса вторичных богатых железных руд.

Успешной работе симпозиума содействовало проведение его в Украинской ССР, занимающей одно из ведущих мест в промышленной разработке и изучении докембрийских железисто-кремнистых формаций. Знакомство с хорошо изученными криворожскими месторождениями позволило участникам симпозиума провести сравнение и корреляцию пород железисто-кремнистых формаций.

Симпозиум был первым международным форумом, на котором происходил широкий обмен результатами изучения весьма трудных и сложных проблем по характеру и специфике своеобразных метаморфогенных докембрийских ярусов Земли.

В результате широкого обсуждения проблемы образования железисто-кремнистых формаций симпозиум считает нужным обратить внимание на необходимость развития первоочередных исследований по нескольким направлениям.

1. Проблема генезиса железисто-кремнистых формаций докембрия с учетом наметившейся тенденции связи их образования с областями развития подводного вулканизма (хотя в некоторых случаях вопрос остается дискуссионным). Определение основных закономерностей распространения и размещения железисто-кремнистых формаций в большинстве провинций докембрийских платформ.

2. Установление и детальное изучение типов железисто-кремнистых формаций от явно железисто-кремнисто-вулканических до железисто-кремнисто-сланцевых.

3. Дальнейшее исследование по определению наметившихся связей между железисто-кремнистыми и колчеданными вулканогенными формациями, а также проблемы соотношений и взаимосвязей железистых и марганцевых формаций в докембрии.

4. Дальнейшее исследование характера развития железисто-кремнисто-доломитовых формаций, которые образуются при метаморфизме в связи с железисто-скарновыми образованиями.

5. Установление закономерностей положения железисто-кремнистых формаций в разрезах докембрия и возможности выделения главных эпох образования железисто-кремнистых формаций.

6. Установление характера размещения железисто-кремнистых формаций в различных возрастных комплексах докембрия, начиная от самых древних возрастом 3,5 млрд. лет до самых молодых образований позднего докембрия и их аналогов, наблюдающихся в палеозойских образованиях (Алтай, Казахстан и другие районы).

7. Изучение геологии железисто-кремнистых формаций, их положения внутри геосинклинальных подвижных зон, места в истории развития этих зон, зависимости от положения береговых границ, связи с явлениями континентального дрифта (эти связи весьма важны, но в настоящее время лишь намечаются).

8. Изучение вопросов систематики пород железисто-кремнистых формаций, корреляции номенклатуры железистых пород, применяющихся в различных странах, и разработка единой систематики и номенклатуры названий для железистых пород различных регионов мира, изучение аналогов этих пород в условиях различных ступеней метаморфизма.

9. Углубление и детализация исследований по проблеме образования вторичных руд. Изучение характера и особенностей этих руд в зонах окисления, а также гипергенных изменений и отличительных черт образования богатых железных руд в связи с гипогенными процессами. (Эти вопросы являются в ряде случаев дискуссионными, как и вопросы перехода от железисто-кремнистых формаций к скарновым образованиям).

10. Симпозиум считает необходимым издание его материалов на английском (ЮНЕСКО) и русском языках (Академия наук Украинской ССР), так как эти труды являются крупным научным вкладом в дальнейшее развитие геологических и геохимических наук.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Вступительное слово председателя Оргкомитета Международного симпозиума по геологии и генезису докембрийских железисто-марганцевых формаций и рудных месторождений академика АН УССР Н. П. Семененко 5
Выступление председателя комиссии Украинской ССР при ЮНЕСКО Р. С. Бабийчука 6
Выступление представителя ЮНЕСКО В. Н. Ланге 7

Секция I. **Генезис и типы железисто-силикатных и железисто-кремнистых формаций, их положение в геосинклинальных осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях и связь между ними и аналогичными формациями, содержащими марганец**

Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций 8
Гудвин А. М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита 15
Тугаринов А. И., Берман И. А., Гаврилова Л. К. Фациальная природа железистой формации Кривого Рога 27
Филатова Л. И. Стратиграфическое положение и формационные особенности железорудных толщ Центрального Казахстана 33
Трендалл А. Ф. Типы и возраст докембрийских железистых формаций Австралии 36
Брандт Р. Т. Генезис джеспилитовых железных руд Австралии . . . 44
Кришнан Н. С. Условия залегания и происхождение железных руд Индии 55
Фрич Р. Докембрийские осадочные железные руды Швеции 64
Чернов В. М. Железисто-кремнистые формации восточной части Балтийского щита 71
Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии 76
Горяинов П. М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия 85
Зайцев Ю. С. Геология железисто-кремнистых формаций докембрия Белгородского железорудного района КМА 98
Дорр II. Дж. В. Н. Железистые и связанные с ними марганцевистые формации Бразилии 103
Шубер Г., Фор-Мюре А. Докембрийские железистые и марганцевые формации в районе горной цепи Антиатласа в Марокко 111
А. Лицинио, Барбоса Л. М., Гросси Сад Дж. Г. Тектонический контроль седиментации и распределение рассеянных элементов в железных рудах центральной части штата Минас-Жераис в Бразилии 121
Трендалл А. Ф. Железистые формации группы Хамерсли Западной Австралии как типичный пример докембрийских ленточных эвапоритов. 127

Секция II. **Определение абсолютного возраста железистых формаций в докембрийской стратиграфической последовательности. Аналогичные формации палеомезокайнозойских периодов**

Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита 138
Шубер Б. Марганцеворудные месторождения Гвианы и их связь со структурой фундамента 148
Новохатский И. П. Железисто-кремнистые формации докембрия Казахстана 156

Новохатский И. П. Железисто-кремнистые формации палеозоя Казахстана 164
Калугин А. С. Геология и генезис руд типа железистых кварцитов в девонских отложениях Алтая 175
Егоров Е. В., Тимофеева М. В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана 188
Школьник Э. Л. Железорудная эффузивно-яшмовая формация и железные руды Удского района Хабаровского края 196

Секция III. Метаморфизм, минеральные фации и петрографическая номенклатура железистых пород

Мори Г. Б. Железорудные районы Мисаби, Ганфлинт и Куюна в Миннесоте 204
Мельник Ю. П., Сиротштан Р. И. Физико-химические условия метаморфизма железисто-кремнистых пород 221
Скарпелли В. Марганцевое месторождение Серра-ду-Навиу 234
Рой С. Генетическое исследование докембрийских марганцевых формаций Индии 244
Ворона И. Д., Кравченко В. М., Первago В. А., Фрумкин И. М. Железорудные формации докембрия Алданского щита 258
Щербак В. М., Крюков А. С., Тилепов З. Т. К вопросу о генезисе и метаморфизме железистых и железо-марганцевых формаций Казахстана 267

Секция IV. Генезис высокотемпературных вторичных железистых и марганцевых руд докембрийских формаций, метасоматические процессы окисления этих руд

Белевцев Я. Н. Генезис богатых железных руд криворожского типа 274
Тольберт Г. Е., Тримейн Дж. В., Мельхер Г. К., Гомес К. Б. Геология и железорудные залежи района Серра-дус-Каражас в штате Пара . . . 291
Маклеод В. Н. Железные руды провинции Хамерсли в Западной Австралии 299
Персивал Ф. Г. Обогащение полосчатых железных руд района Кедиа д'Иджил в Мавритании. 308
Перри Ю. К., Тан Ф. К. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах железистой формации. Бивабик 314
Вебер Ф. Происхождение и постседиментационная эволюция докембрийских осадочных марганцевых отложений Моанды в республике Габон. 320
Симс С. И. Железорудные месторождения района Белинга в республике Габон 333
Грусс Г. Итабиритовые железные руды Либерийского и Гвианского щитов 344
Тохтуев Г. В. Структурный контроль локализации богатых железных руд Кривого Рога 363
Геер Дж. Железорудные месторождения штата Мичиган 370
Рибейро Э. Ф. Якобсит из марганцеворудного района Уранди в штате Баия 376
Брандт Р. Т., Дорр II Дж. В., Гросс Г. А., Грусс Г., Семененко Н. П. Проблемы номенклатуры полосчатых железисто-кремнистых осадочных пород и их метаморфических эквивалентов 380
Постановление Международного симпозиума по геологии и генезису докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира . . . 385

424

4 руб. 03 коп.