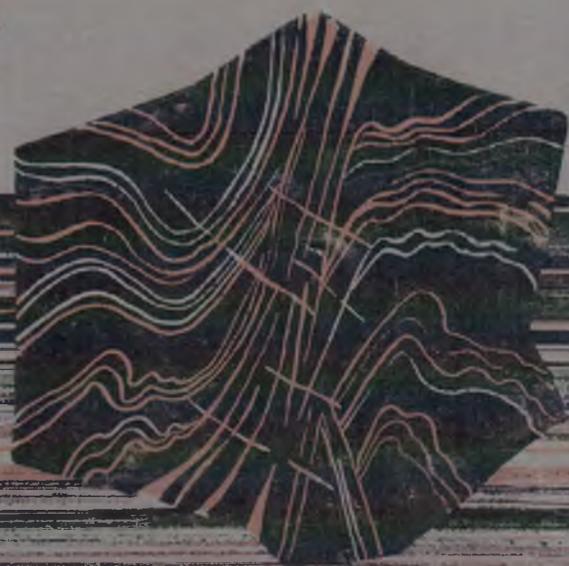


ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД
ДОКЕМБРИЯ



ПРОБЛЕМЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ
ПОРОД
ДОКЕМБРИЯ

С. П. КОЗЛОВ, Д. И. АС

АКАДЕМИЯ НАУК УССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД
ДОКЕМБРИЯ

«НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1969

Освещаются геологические условия образования железистых пород докембрия. В данной работе собраны результаты новейших детальных исследований железистых пород различных районов Советского Союза. Гипотезы о происхождении железистых пород докембрия объединяются в три группы, отличающиеся представлениями об источниках железа и кремнезема, что является наиболее сложным вопросом происхождения этих пород, не получившим однозначного решения до настоящего времени. Для сопоставления приводится работа А. С. Калугина о полосчатых вулканогенно-осадочных железных рудах девона Алтая, которые внешне имеют очень много сходных черт с джеспилитами докембрия.

В книге рассматриваются метаморфизм и метаморфические фации железисто-кремнистых формаций, условия образования полосчатости, термодинамические условия образования железистых пород и экспериментальные данные, позволяющие уточнить генетическое значение малых элементов, особенности метаморфизма и номенклатуру железистых пород.

Кратко подводятся итоги изучения генезиса железистых пород докембрия, освещаются некоторые вопросы их образования и дальнейшее направление их изучения. Изложены итоги всесоюзного совещания по проблеме образования железистых пород в докембрии, проходившего в 1966 г. в Кривом Роге.

Книга рассчитана на работников научно-исследовательских и производственных организаций, а также студентов вузов.

**Ответственный редактор
академик АН УССР Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ДАЛЬНЕЙШИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, В. Ю. ФОМЕНКО

Институт геологических наук АН УССР

Задача настоящей работы — подвести итоги изучения проблемы образования железистых пород докембрия и наметить пути дальнейшей разработки ее.

Вызвано это тем, что в последние годы мировая железорудная промышленность широко вовлекает в эксплуатацию месторождения железистых пород для обогащения и получения высокого качества концентратов и агломератов. Достаточно сказать, что в Криворожском бассейне в 1966 г. получено 34,7 млн. т концентрата, или более 40% общего объема товарной руды бассейна, а в 1969 г. количество концентрата превзойдет добытую богатую руду (47,9 млн. т концентрата и 47,6 — богатой руды). Всего за пятилетие будет получено товарного концентрата вместе с Кременчугским районом более 230, а богатых руд — 236 млн. т. Кроме того, железистые породы как руды, требующие обогащения, добывают в КМА, на Кольском полуострове и в других районах. Широко используются железистые породы в качестве сырой руды для обогащения в Канаде, США, Китае. В Канаде в 1961 г. получено 14,6 млн. т концентрата, а в 1968 г. предполагают получить около 50 млн. т.

Таким образом, железистые роговики и джеспилиты привлекают внимание геологов не только как продуктивные горизонты, вмещающие залежи богатых железных руд, но и как железные руды, требующие обогащения.

В связи с этим в последние годы в нашей и зарубежной печати появилось много работ о вещественном составе, обогатимости, физических и других свойствах железистых роговиков и джеспилитов. Однако работ, освещающих вопросы их образования, еще очень мало: Н. П. Семененко [8], М. С. Точилин [11], Н. А. Плаксенко [4], А. А. Глаголев (1966), Ю. П. Мельник (1964) — в СССР; Г. Лепп и О. Голдиш (1944) — по району Верхнего озера (США); А. Датт и Н. Нанди (1963), Р. Кришнан (1964) — по Индии; Сакамото (1950), Александров (1955), Хоу (1958), Джеймс [13] и некоторые другие.

Изучение процессов образования железистых пород ведется в трех аспектах: а) выявление геологических условий формирования и преобразования пород; б) изучение физико-химических параметров первичного накопления железа и кремнезема; в) исследование последующих изменений — литофикации и метаморфизма железисто-кремнистых пород докембрия.

Геологические особенности образования железистых пород докембрия изучаются с позиций раскрытия истории геологического развития и определения условий возникновения железисто-кремнистых пород.

Работами многих геологов у нас и за рубежом установлен самый

разнообразный возраст железорудных формаций — от 3500 до 1100 млн. лет. При этом выделяются очень древние архейские, или раннедокембрийские, железорудные формации с возрастом около 2600—3000 млн. лет (М. Белозерка, Вермелион, Миннесота и Стип Рок, Онтарио и др.), среднедокембрийские, или раннепротерозойские, с возрастом 2500—1700 млн. лет (Месаби, Верхнее Озеро, Южн. Родезия, Квинелен в Австралии, Сингбум, Кривой Рог и др.), позднедокембрийские с возрастом 1700—1100 млн. лет (Мато Гроссо в Бразилии, Кашмир в Индии).

Первичное накопление железосодержащих пород рассматривают по-разному. Часть геологов придерживается и развивает представление о вулканогенном и вулканогенно-осадочном образовании железистых пород. Сторонники этой гипотезы (К. Р. Ван-Хайз, Лейс, Ю. Ир. Половинкина, М. С. Точилин и др.) доказывают, что железистые роговики и джеспилиты генетически связаны с подводной вулканической деятельностью и, частично, с выщелачиванием поверхностными водами окислов железа из эффузивных пород, излившихся на сушу.

Они считают, что железистые роговики и джеспилиты (железистые кварциты, итабириты, такониты и др.) явились продуктами мощного развития подводного вулканизма в древних геосинклиналях. Наиболее интенсивно процесс протекал в нижнем протерозое, что связано было с высокой динамической активностью земной коры, вызванной ее состоянием и космическими причинами. Прекращение образования джеспилитов в палеозое объясняется затуханием вулканизма и развитием органического мира, нарушившим физико-химическое равновесие между окислами железа и кремнезема вследствие поглощения углекислоты и выделения кислорода при фотосинтезе. Первичными минералами были магнетит либо сидерит и железная слюдка, соотношение которых определялось количеством углекислоты и кислорода, выделяемых вулканическими аппаратами. Геологическое основание этой точки зрения — залегание пород среди древних эффузивов. Причем коренным вопросом образования железистых пород, в том числе и джеспилитов, является вопрос о природе исходного материала, за счет которого образовались джеспилиты. В первую очередь вызывает интерес природа магнетита и гематита. По мнению М. С. Точилина [11], она наиболее загадочна. Образование магнетита и гематита при региональном метаморфизме из гидроокислов железа не может происходить без достаточного количества восстановителей.

По этому узловому вопросу мнения защитников терригенно-осадочного происхождения джеспилитов, и сторонников вулканогенно-осадочного их происхождения совпадают. Представители первого направления объясняют историю накопления железисто-кремнистого материала в докембрии привнесом с суши коллоидных растворов гидроокиси железа и кремнезема, а сторонники второго направления те же коллоидные растворы связывают с подводновулканогенными эксгаляциями.

М. С. Точилин считает, что образование джеспилитов неразрывно связано с особенностями развития земной коры в ранние геологические эпохи и отражает их специфику. Однако они известны и среди палеозойских отложений до среднего девона включительно (Горный Алтай и др.). Характерным признаком для всех без исключения джеспилитов является их структурно-формационное положение — они всегда связаны с формациями геосинклинального типа. Это обстоятельство имеет исключительно важное значение для понимания природы джеспилитов. Источник железа для образования всех джеспилитовых формаций был один и тот же — подводный вулканизм, причем М. С. Точилин доказывает, что совсем не обязательно, чтобы джеспилиты залегали непосредственно внутри вулканических пород или где-то поблизости от них. При любом объяснении формы выноса железа из спилитовых лав и их водно-газовых производных осаждение соединений железа на дно происходило только в виде

магнетита и гематита. Он считает, что никакая другая форма выпадения железа в осадок не может удовлетворить всем геологическим условиям залегания джеспилитов.

Преобразование гидроокислов железа в гематит и особенно в магнетит, как считает М. С. Точилин, требует очень высоких температур, что противоречит реальным условиям метаморфизма. Поэтому джеспилиты, по его мнению, — в основном первичные образования, в которых, возможно, только кварц претерпел несколько стадий перекристаллизации.

Джеспилитовую систему $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ он рассматривает как систему инертную, обособление которой от магматического расплава неизбежно ведет к образованию парагенетической ассоциации магнетит — гематит — кварц.

Ю. Ир. Половинкина на основании изучения метаморфической толщи Карсакпая и других месторождений СССР приходит к выводу, что эти слоистые, преимущественно гематито-кварцевые породы, содержащие тонкие и тончайшие прослоечки сланцевого материала, от соответствующих пород Кривого Рога и КМА отличаются значительно более слабым метаморфизмом и поэтому более благоприятны для изучения.

Железистые кварциты Карсакпая тесно ассоциируют в разрезах с зеленокаменными породами, которые разделяют два горизонта железистых кварцитов. Зеленокаменные породы — эффузивы типа спилитов и их туфы. Изливались они под водой и, следовательно, не могли не иметь прямого отношения к накоплению осадков, давших железистые кварциты.

В других месторождениях железистых кварцитов СССР место зеленокаменных эффузивов, как считает Ю. Ир. Половинкина, занимают хлоритовые серицитовые, амфиболовые сланцы и амфиболиты. Эти породы по своему химическому составу близки к зеленокаменным породам Карсакпая, но вследствие более интенсивного метаморфизма все следы их происхождения утрачены. Поэтому Ю. Ир. Половинкина считает тем более ценной возможность доказать хотя бы для карсакпайских пород их магматогенный (эффузивный) и именно подводноэффузивный генезис.

Связь железорудных формаций с подводными излияниями Ван-Хайз и Лайс также считают генетической. В последнее время все больше появляется сторонников вулканогенно-осадочного происхождения железистых пород докембрия.

Так, А. В. Тарханов на основании изучения геохимических путей миграции железа и его спутников пришел к выводу, что характерной чертой докембрийских железистых пород является дефицит ферридов по сравнению с литосферой и более молодыми железистыми осадками. Особенно бедны железистые породы титаном, ванадием, хромом. Возможно, недостаток ферридов вызван выносом этих элементов в результате метаморфизма, но такому предположению, как считает А. В. Тарханов, противоречит ряд фактов: равномерное распределение ферридов в горизонтах железистых пород, протягивающихся на десятки километров; одинаково низкое содержание ферридов в железистых породах, залегающих среди пород, подвергшихся разной степени метаморфизма; высокие концентрации ферридов во вмещающих железистые породы амфиболитах и лептитах.

Нельзя объяснить дефицит ферридов в железистых кварцитах докембрия, считая их осадками, так как основные породы, в результате разрушения которых (по мнению некоторых сторонников этой гипотезы) образовались железистые кварциты, содержат достаточно высокие концентрации их.

Основываясь на геохимических особенностях докембрийских пород и данных о современных термальных источниках вулканических областей, А. В. Тарханов дефицит ферридов объясняет специфическими условиями образования железистых пород. Он считает, что в результате

процесса нейтрализации морской водой многократно поступающих кислых насыщенных вулканических растворов образуются осадки, представляющие собой переслаивание слоистых железисто-кремнистых пород с алюмосиликатными породами, обогащенными ферридами.

В последнее время все больше и больше появляется сторонников вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов докембрия, причем каждый из них наиболее подробно разбирает один или несколько фактов, доказывающих эту точку зрения.

Вторая группа геологов принимает терригенно-осадочную гипотезу образования пород железисто-кремнистых формаций докембрия, и не разделяет взгляды о вулканогенном источнике железа и кремния. В настоящее время это направление развивается многими геологами Украины (Ю. Г. Гершойгом, Я. Н. Белевцевым, Н. А. Плаксенко, В. С. Дмитриевским и др.).

Терригенно-осадочная гипотеза сейчас наиболее полно разработана Н. А. Плаксенко [4]. Он использовал все достижения сторонников этой гипотезы в Советском Союзе и за рубежом. Н. А. Плаксенко построил нормальный фациальный ряд, в котором грубообломочные кластогенные осадки сменяются тонкообломочными, а самыми глубоководными осадками являются джеспилиты.

Одно из основных положений гипотезы — происхождение главных железорудных минералов железистых пород железисто-кремнисто-сланцевых формаций из коллоидов гидроокислов железа. Основные признаки железистых пород, которые подтверждают гидроокисную природу исходных железистых веществ:

1) аутигенноминеральная зональность, устанавливающаяся по закономерному чередованию различных фациальных типов железистых пород в разрезах слагаемых ими свит. Подобная зональность детально изучена в криворожской серии пород В. С. Федорченко и другими. Как отмечает Н. М. Страхов [9], образование ее возможно лишь при поступлении железа в форме коллоидов гидроокислов;

2) строгая упорядоченность распределения рудных накоплений железа, кремнезема и рассеянного содержания других элементов (в том числе и элементов примесей) в породах на фациальном профиле формаций, свидетельствующая о ведущей роли растворов в миграции исходных веществ;

3) закономерное распределение элементов-примесей в порообразующих минералах железистых пород на фациальном профиле формации в соответствии с избирательной сорбцией их гелями железа и кремния, а также максимальным извлечением в зоне седиментации глин и илов и уменьшением их количества в морской воде к пелагическому концу фациального профиля. Важно и уменьшение содержания элементов примесей от прибрежного к пелагическому концу фациального профиля, что также свидетельствует о преимущественной миграции элементов-примесей в растворенном состоянии или состоянии, сорбированном коллоидами;

4) строгие пределы отношений железа и кремнезема в различных железистых кварцитах, соответствующие условиям их максимальной коагуляции и седиментации из смешанных коллоидов;

5) почти полное отсутствие терригенных минералов в породах наиболее глубоководных железистых фаций;

6) особенности текстур и структур железистых пород и др.

Экспериментальные работы в ИГН АН УССР доказали интенсивное разложение железистых роговых обманок в кислой среде и высокую подвижность железа и кремнезема в этих условиях.

Не только для Кривого Рога, но и для многих других районов мира принимается, что первичным материалом для окислов железа и кремния

были в основной массе коллоидные и истинные растворы. Такую точку зрения развивают за границей Джеймс, Сакомото, Кришнан и др.

Распространено также мнение о первичном образовании карбонатов железа с последующим превращением их в окислы при метаморфизме. Экспериментальные и теоретические работы, проведенные в ИГН АН УССР, показали, что переход сидерита в магнетит происходит при нагревании в токе водяного пара до температуры 500° С. Преобразование гидроокислов железа в гематит и магнетит при наличии восстановителей — углерода, сидерита или органических остатков — доказано в массовом масштабе на обжиговых печах ЦГОКа в Криворожском бассейне.

Однако приведенные факты не противоречат и вулканогенно-осадочной гипотезе, так как она предусматривает нормальноосадочный процесс с образованием тех или иных фаций. Правда, сейчас нет оснований сомневаться в том, что в докембрийских толщах существует несколько генетически самостоятельных рядов и типов железисто-кремнистых формаций, отражающих эволюцию процесса в докембрийской истории Земли. Однако, когда идет речь об образовании железисто-кремнистых формаций докембрия, то имеются в виду основная рудоносная и рудовмещающая толщи пород, представленные джеспилитами и железистыми роговиками Кривого Рога, КМА и других районов Советского Союза и мира.

Выделяемые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные типы формаций докембрия характеризуются общей и весьма важной особенностью соотношения их. В некоторых докембрийских геосинклинальных зонах накопление терригенно-осадочных железисто-кремнистых формаций отделено во времени от накопления вулканогенно-осадочных. Это подтверждают некоторые особенности геологии Кривого Рога, КМА и других районов, свидетельствующие о развитии метаморфизованных кор выветривания на породах зеленокаменной и железисто-кремнистой вулканогенной формаций под нижней терригенной толщей (нижней свитой Кривого Рога, КМА). Этот факт сторонники терригенно-осадочной гипотезы рассматривают как отсутствие временной и генетической связи между такими образованиями, пространственно совмещенными в ряде регионов на поверхности Земли.

Таким образом, геологические наблюдения показывают, что железистые роговики и джеспилиты залегают среди трех типов железисто-кремнистых формаций [8, 1, 4 и др.]:

железисто-кремнисто-сланцевой, которая представлена в Саксаганском районе Кривого Рога, М. Белозерке, Кременчуге, в районе Верхнего озера в США, Сингбуме в Индии и др.;

железисто-кремнисто-вулканогенной, известной в Верховцево, Суре, Гунчанлите (Китай), Канаде, Индии и других странах;

железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой — Верховцево, Аньшань, Сингбум и др.

Эти формации свидетельствуют об образованиях железистых пород, связанных непосредственно с вулканизмом и образовавшихся в условиях осадочных процессов, а также возникших при взаимодействии вулканизма и осадочной дифференциации. Различные формации имеют свои закономерности размещения среди докембрийских образований.

Таким образом, к настоящему времени намечены главные формационные типы докембрийских железисто-кремнистых пород, установлены основные закономерности их строения, наличие и распределение в железистых породах редких элементов и другие особенности.

Наиболее древние железорудные формации архейского возраста имеют железисто-кремнисто-вулканогенный состав. Развиты они среди

полей вулканогенных пород и представлены переслаиванием железистых пород с амфиболитами или другими представителями основных эффузивов. Возраст формаций обычно 2500—3500 млн. лет. Железисто-кремнисто-сланцевые формации чаще всего относятся к ниже- и среднепротерозойским образованиям и залегают среди осадочных, реже вулканогенно-осадочных свит относительно низких ступеней метаморфизма. Возраст этих пород — 1800—2200 млн. лет.

Вместе с тем многие проблемы происхождения железистых пород остаются еще недостаточно освещенными, в частности, еще не решены вопросы об источниках железа и кремнезема, о транспортировке и формах их отложения, имеющие большое значение при металлогеническом анализе и прогнозировании.

Поэтому нам кажется уместным указать лишь в весьма общей форме возможные пути образования этих пород. По мнению многих исследователей, в докембрии и особенно на границе верхнего архея и протерозоя в земной коре произошло разовое гигантское накопление железа, размеры которого составляют около 90% всего железа месторождений мира. Наиболее вероятно такое явление можно объяснить особенностями геологической обстановки архея и протерозоя, состоящими в том, что в архее на протяжении нескольких миллиардов лет происходили массовые излияния основной магмы, доставившие в верхние горизонты Земли огромные массы железа, магния и кальция. Последние вследствие метаморфической и ультраметаморфической дифференциации отделились и явились основным источником железа для накопления в нижнепротерозойских морских бассейнах. Главным условием перехода железа в морской бассейн было изменение атмосферы, гидросферы и развитие органического мира.

Первоочередными задачами дальнейших исследований геологических условий образования железистых пород следует считать:

1) изучение формационных рядов железисто-кремнистых пород и отдельных типов формаций, последовательности их возникновения в истории подвижных зон и особенностей локализации;

2) изучение геохимии фациальных типов пород железисто-кремнистых формаций, геохимии главных породообразующих минералов и геохимического облика фациальных профилей. Особое внимание следует уделить геохимии редких и рассеянных элементов в породах, минералах и на фациальных профилях;

3) изучение седиментационной ритмичности, текстур и структур пород железисто-кремнистых формаций, выявление поверхностей несогласия, признаков древних метаморфизованных кор выветривания;

4) выявление роли вулканогенных процессов в формировании железистых пород;

5) постановку экспериментальных работ по моделированию процессов осадкообразования, литофикации и метаморфизма железисто-кремнистых пород;

6) разработку единой унифицированной методики изучения железисто-кремнистых пород докембрия, что будет способствовать широкому сопоставлению и обобщению, а также успешной разработке теории железорудного осадконакопления в докембрии и исследованию докембрийского литогенеза вообще.

В настоящее время метаморфизм железистых пород уже рассмотрен в ряде специальных работ. Для толщ железорудных формаций Русской платформы установлены районы с различной интенсивностью метаморфизма от фаши зеленых сланцев до гранулитовой включительно. Установлена многофазность процессов метаморфизма различных типов.

С процессами метаморфизма связано образование ряда важных полезных ископаемых, в том числе и богатых железных руд, поэтому углуб-

ленное изучение процессов метаморфизма имеет не только научное, но и большое практическое значение.

Необходимо продолжить и усилить исследование метаморфизма железорудных формаций в направлении: а) детального изучения парагенетических ассоциаций и территориального распространения метаморфических фаций; б) выявления и изучения генетической связи метаморфизма с процессами ультраметаморфизма, мигматизации; в) изучения изменений вещественного состава и текстурно-структурного рисунка железистых пород при метаморфизме; г) углубления исследований процессов щелочного и карбонатного метасоматоза, связанного с ними рудообразования; д) изучения проявлений регрессивного метаморфизма. При исследовании процессов метаморфизма главное внимание необходимо уделить количественной характеристике миграции элементов.

Особое генетическое и прикладное значение имеет проблема образования полосчатости роговиков и джеспилитов. Как известно, роговики и джеспилиты, развитые во всем мире, имеют удивительно сходную тонкую полосчатость, образованную магнетитом, гематитом, кварцем, хлоритом, куммингтонитом и другими силикатами. Полосчатость нередко измеряется долями миллиметров при различном минеральном составе и нередко разным габитусе одних и тех же минералов. Например, в рудных прослоях кварц в несколько раз более крупнозернистый, чем в нерудных; в первых рудный минерал представлен магнетитом, тогда как в нерудных — гематитом. Наблюдаются настолько сложные и загадочные взаимоотношения минералов в полосах, что трудно объяснить их с генетических и с физико-химических позиций.

Различают полосчатость седиментационную и метаморфическую. Первая выражена грубым чередованием однородных или комплексных слоев (или пачек), тогда как метаморфическая полосчатость представлена микрополосчатостью, образованной размещением рудных и нерудных минералов.

Примером седиментационной полосчатости может быть чередование пачек кварцево-магнетитовых роговиков мощностью 10—20 см со слоями хлоритовых сланцев приблизительно такой же мощности. Примером микрополосчатости могут служить тонкополосчатые джеспилиты, где слой кварцево-магнетитовые чередуются с кварцевыми, в которых рассеяны зерна гематита. Важное генетическое значение имеют формы полос, несогласия и сочетания, которые объясняются с разных позиций.

В особенностях слоистости железистых пород заключены детали геологической истории их, поэтому необходимо продолжить детальное изучение слоистости и выяснить причины образования ее; обстановку и ход седиментации в связи с глубинами осаждения; характер и результаты диагенетических процессов (их отражение в особенностях слоистости); роль эпигенетических процессов образования рудных слоев; проявление и механизм тектонических процессов в нарушении слоистости (будинаж, брекчирование и т. п.); характер и причины выклинивания роговиковых слоев в участках оруденения.

Для этого необходимо всем геологам рудников, карьеров, геолого-разведочных партий и экспедиций вести тщательные наблюдения над особенностями слоистости, фиксируя их при описании, отборе образцов и в фотографиях.

Термодинамические и физико-химические условия образования железистых пород, по экспериментальным данным и теоретическим подсчетам, всегда привлекали внимание геологов, изучающих железорудные месторождения докембрия. К сожалению, работ, освещающих результаты экспериментальных и теоретических исследований, очень мало. В Институте геологических наук АН УССР такие работы ведутся Ю. П. Мель-

ником, И. П. Луговой, Ю. М. Епатко и др. Поэтому необходимо расширить экспериментальные и теоретические исследования с целью:

1) дальнейшего исследования устойчивости железистых силикатов, карбонатов и окислов железа в предполагаемых условиях коры выветривания докембрия, изучения физико-химических условий совместной миграции железа, кремния и сопутствующих элементов, входящих в состав железистых пород;

2) установления экспериментальных и термодинамических условий выпадения железа и кремния из растворов и реконструкции геохимических сред докембрия;

3) анализа возможных форм нахождения железа в осадке и первичного минералообразования;

4) моделирования процессов железорудного минералообразования в условиях подводно-фумарольной деятельности;

5) изучения процессов метаморфического минералообразования;

6) продолжения изучения изотопного состава кислорода минералов докембрийских железистых пород, постановки исследований изотопного состава углерода и железа.

Содержание различных малых элементов в железистых породах имеет, вероятно, и будет иметь очень большое значение для решения вопросов генезиса. Исследования, выполненные еще в небольшом объеме, показали различие в наборе малых элементов в железистых роговиках железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-сланцевой серий Украинского щита. Железистые кварциты примандрийского района отличаются от вмещающих пород преобладанием иттриевой группы редкоземельных элементов в качестве аксессуарных.

Отмечая возросшую роль характера распределения малых элементов в минералах и породах железисто-кремнистых формаций докембрия в решении ряда генетических, стратиграфических и геохимических вопросов, необходимо повсеместно внедрить в практику научно-исследовательских и производственных работ выявление типоморфных малых элементов в изучаемых объектах путем массового количественного спектрального анализа. Обработку результатов исследования малых элементов, как правило, проводить с применением математических методов.

Большая и сложная проблема, с которой сталкиваются геологи при изучении железистых пород, — номенклатура, или терминология. Хорошо известно, что совершенно аналогичные, порою неотличимые породы разных стран, щитов, районов и даже одного месторождения именуются по-разному. Их называют: железистыми роговиками, джеспилитами, таконитами, итабиритами, железняками, полосчатыми гематитовыми яшмами, железистыми кварцитами и даже ситцевой породой и т. д. Например, в Криворожском бассейне такие породы принято называть железистыми роговиками и джеспилитами, а в Кременчуге и КМА — железистыми кварцитами. Эти термины возникли в разное время, многие из них являются местными названиями и ни один из них не отражает ни состава, ни генетических особенностей этих пород.

Однако наличие огромной документации с привычными терминами «железистый кварцит», «железистый роговик», «джеспилит» и отсутствие признанной в настоящее время иной стройной и рациональной терминологии заставляют сохранить существующее положение со свободным использованием указанных терминов. С целью разработки более рациональной терминологии пород железисто-кремнистых формаций необходимо создать специальную межведомственную петрографическую комиссию.

Как видно из приведенного краткого обзора, проблема образования железистых пород докембрия затрагивает решение таких вопросов, как литогенез и вулканизм, с которыми связано первичное накопление мате-

риала; эволюция его при метаморфизме; геохимия железа и кремния; термодинамические условия образования и многие другие. Решение этих вопросов возможно только при условии дальнейшего глубокого изучения геологических условий нахождения и получения объективных экспериментальных физико-химических параметров образования минеральных ассоциаций железистых пород.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н.— ДАН СССР, 1954, 97, 3.
2. Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолиздат, М., 1957.
3. Калугин А. С.— В кн.: Доклады сов. геологов. XXII сессия МГК, проблема 5. «Недра», М., 1964.
4. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
5. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, М., 1952.
6. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Петрографический сборник ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
7. Пятницкий П. П.— В кн.: Труды Ин-та прикладной геологии и металлургии, в. 3. 1924.
8. Семенов Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
9. Страхов Н. М. Железорудные формации и их аналоги в истории Земли. Изд-во АН СССР, М., 1947.
10. Тарханов А. В.— В кн.: Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
11. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
12. Формозова Л. Н.— В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, в. 70. Изд-во АН СССР, М., 1962.
13. James H. L.— Econ. Geol., 1954, 49, 3.
14. Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region, 1911.

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ КУРСКОЙ СЕРИИ И ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Н. А. ПЛАКСЕНКО

Воронежский университет

В строении докембрия Курской магнитной аномалии принято выделять два структурных яруса [3, 8, 22]. К нижнему (архею) относятся породы так называемой обоянской серии — различные гнейсы, мигматиты, гранитоиды, амфиболиты и другие породы. К верхнему ярусу принадлежат породы нижнего протерозоя, отделенные от обоянской серии структурным несогласием (предположительно).

Нижний протерозой представлен двумя сериями: михайловской и залегающей на ней с перерывами курской. Михайловская серия представлена вулканогенно-осадочными образованиями, рассматриваемыми как продукты метаморфизма спилито-кератофировой формации. Курская серия залегает с перерывом на михайловской, а местами на различных мигматитах. В составе серии выделяют свиты: нижнюю — конгломераты, метапесчаники, филлитовидные сланцы; среднюю — железистые кварци-

ты с прослоями сланцев; верхнюю — различные сланцы и алевролиты с прослоями мраморизованных известняков и углистых доломитов.

В качестве самых верхних членов курской метаморфической серии выделяются курбакинская и тимская свиты, сложенные метаморфизованными кислыми эффузивами и песчано-сланцевыми образованиями, залегающими, очевидно, с перерывом на верхней свите курской серии.

Железисто-кремнистые породы (железистые кварциты) встречаются несколько раз в разрезе докембрийских образований КМА. Причем комплексы нежелезистых пород, заключающие их, парагенетически тесно связаны с ними и в то же время отделены друг от друга стратиграфическими перерывами. Это позволяет нам [19] выделить четыре генетически самостоятельных и разновозрастных типа железисто-кремнистых формаций: 1) железисто-кремнисто-гнейсовую (прослой магнетитовых кварцитов в гнейсах обоянской серии); 2) железисто-кремнисто-метабазитовую (маломощные прослой силикатно-магнетитовых кварцитов в породах михайловской серии); 3) железисто-кремнисто-сланцевую (мощные толщи железистых кварцитов средней свиты курской серии); 4) железисто-кремнисто-кластогенную (кластогенные железистые кварциты и богатые руды верхней свиты курской серии).

Из всех перечисленных формаций самая продуктивная — железисто-кремнисто-сланцевая. Для нее характерна ассоциация железистых кварцитов с типичными терригенными песчано-глинистыми образованиями. Наоборот, эффузивных пород в формации почти нет. Лишь в самом основании нижней свиты курской серии встречаются маломощные слои туфогенных песчаников и талько-амфиболовых сланцев (измененных ультраосновных пород), которые вторично появляются иногда в самых верхах верхней свиты и в залегающих выше курбакинской и тимской свитах наряду с кварцевыми порфирами, амфиболитами и другими измененными эффузивными образованиями.

Таким образом, железистые кварциты средней свиты курской серии, относящиеся к железисто-кремнисто-сланцевой формации, отделены перерывами и мощными толщами терригенных пород от подстилающих курскую серию эффузивов михайловской серии и перекрывающих ее эффузивов курбакинской и тимской свит.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ

Воссоздание палеогеографии области седиментации железисто-кремнистых осадков докембрия — весьма сложная задача.

Образование формаций определяется тремя главными факторами: исходным веществом (или петрофондом, по И. В. Хворовой), физико-географическими условиями накопления осадков и тектоническим режимом.

Рассмотрим особенности каждого из указанных факторов, соответствовавшие времени накопления осадков железисто-кремнисто-сланцевой формации, прежде всего железисто-кремнистых образований.

И с х о д н о е в е щ е с т в о. Железо, кремнезем и другие элементы, находящиеся в железисто-кремнистых породах курской серии, были извлечены из коры выветривания ультраосновных и основных пород михайловской и гнейсово-мигматитового комплекса обоянской серии. Глинисто-сланцевые породы, вмещающие железорудную толщу и присутствующие нередко в самой толще, представляют собой песчано-глинистые и илистые осадки размывтого и снесенного в бассейн делювиально-элювиального чехла.

В свое время П. П. Пятницкий [23] считал, что кремнезем и железо докембрийских железистых кварцитов образовывались в основном в процессе выветривания кристаллических пород. Аналогичное мнение было высказано многими исследователями.

П. М. Каниболоцкий [10] подсчитал, что если среднее содержание железа в гнейсах и амфиболитах принять равным всего 6%, то в благоприятных условиях выветривания при площади питания 500×400 км и глубине выветривания 100 м из них могло быть извлечено громадное количество железа, равное 24×10^{12} т. Я. Н. Белевцев, С. А. Скуридин, Г. В. Тохтуев, Р. И. Сироштан и другие украинские геологи [1] также полагают, что гнейсы и метабазиты, содержащие 10—12% железа и более 50% кремнезема, довольно легко поддавались физическому и химическому выветриванию. Последнее подтверждается экспериментальными работами Я. Н. Белевцева, Ю. М. Епатко и К. А. Воробьевой.

Гнейсы, амфиболиты, породы диабазо-спилитового ряда, залегающие в основании курской серии, характеризуются содержаниями железа, изменяющимися обычно в пределах 8—13%. При таком содержании железа в породах и огромной площади их распространения процессы выветривания могут привести к мобилизации колоссальных масс железа.

О стратиграфическом перерыве между обоянской и михайловской сериями, с одной стороны, и курской метаморфической серией — с другой, а также о глубоком выветривании пород первых двух серий свидетельствуют:

а) наличие в основании нижней свиты курской серии конгломератов, состоящих из гальки пород михайловской и обоянской серии;

б) идентичность комплексов и типоморфных особенностей акцессорных минералов в породах обоянской и михайловской серий, в продуктах их размыва и переотложения — терригенных породах нижней свиты курской серии. В последних акцессорные минералы отличаются лишь степенью окатанности и упорядоченностью распределения в толще соответственно гранулометрии минералов [34];

в) наличие древней метаморфизованной коры выветривания на метабазитах михайловской серии, представленной высокоглиноземистыми часто корундсодержащими сланцами [11], содержание железа в которых не превышает 3,5%.

Сравнение этой цифры с величинами содержания железа в неизменных породах (8—13%) показывает, что при выветривании последних происходил интенсивный вынос железа. То же можно сказать и о кремнеземе, количество которого в выветренных породах михайловской серии несколько ниже, чем в свежих. Кремнезем поступал, возможно, и в больших количествах из гнейсов и мигматитов обоянской серии.

Подобных взглядов придерживается Сакомото Такао [36], полагающий, что для железистых формаций докембрия, ассоциирующих с глинистыми сланцами и филлитами, источником железа служили продукты выветривания железосодержащих пород, а не подводные вулканы.

На развитие интенсивных процессов выветривания на поверхности архейских и протерозойских континентов обращает внимание и А. Б. Ронов [24], по мнению которого интенсивные поднятия в протерозое привели к выветриванию не только основных пород, но и гранитоидов, гнейсов и мигматитов.

Континентальные коры выветривания на метабазитах и других породах под нижней терригенной толщей железисто-кремнисто-сланцевых формаций, залегающих в основании свиты железистых кварцитов, достоверно установлены в докембрии Криворожского бассейна, Карсакпайского месторождения и иных районов.

В работах Н. М. Страхова [30] и других исследователей убедительно показано, что в докембрии (особенно в нижнем протерозое) глубокое

химическое выветривание, интенсивный вынос железа из элювиальных горизонтов и его последующая миграция были обусловлены обилием CO_2 в атмосфере, поверхностных и океанических водах, низкими значениями рН этих вод, низкой соленостью морей и океанов и рядом других факторов.

Таким образом, исходными для образования железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевых формаций явились продукты выветривания различных кристаллических пород, но не продукты подводной вулканической деятельности.

Физико-географические условия накопления осадков определяются климатом, характером рельефа поверхности

водосборных площадей, конфигурацией и рельефом дна конечных водоемов стока.

Климат. Климатические условия накопления железисто-кремнистых осадков запечатлены в особенностях строения железисто-кремнисто-сланцевой формации, составе слагающих ее пород и характере распределения химических элементов на фациальном профиле формации.

Железисто-кремнисто-сланцевым формациям свойственна ярко выраженная цикличность строения. Весь комплекс пород, слагающих формацию, укладывается в единый крупный цикл осадконакопления (снизу вверх): песчано-глинистые отложения → хомогенные железисто-кремнистые породы → песчано-глинистые отложения. Это прекрасно иллюстрирует рис. 1. Известно, что циклическое строение формаций свидетельствует об образовании их в условиях гумидного климата.

Железистые кварциты

курской серии характеризуются бедностью минерального состава и представляют собой систему, состоящую главным образом из двух компонентов — окислов железа и кремнезема. Их можно рассматривать как олигомиктовые породы, весьма характерные для зон с ярко выраженной гумидностью климата. Олигомиктовыми породами являются и безрудные кварцито-песчаники, лежащие в основании железисто-кремнисто-сланцевой формации. Чередование в разрезе формации безрудных мономинеральных кварцито-песчаников, глинистых сланцев и железистых кварцитов свидетельствует об изменении гумидности климата в соответствии с некоторым изменением тектонической обстановки накопления осадков.

Н. М. Страхов указывает, что в «теплых климатах, в условиях сильного химического выветривания и ослабленной механической денудации, растворы в миграции элементов превалируют над взвесями, что приво-

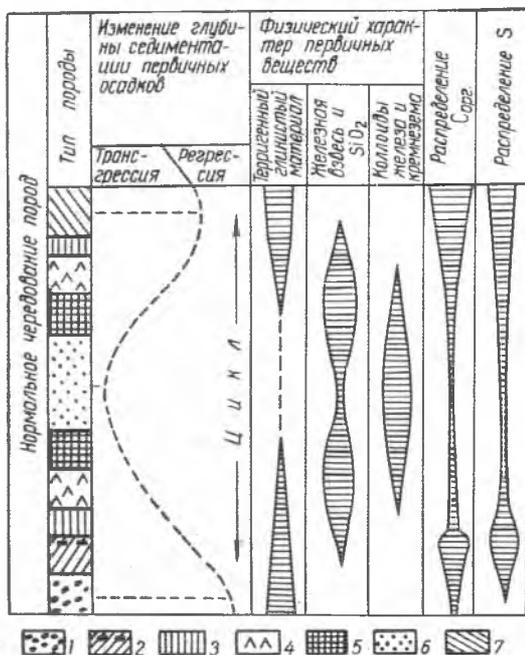


Рис. 1. Чередование пород в нормальном идеальном разрезе железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА.

1 — метапесчаники, безрудные кварциты подстилающей толщи; 2 — сланцы подстилающей толщи с пиритом в кровле; 3 — безрудные кварциты; 4 — куммингтонито(силикатно)-магнетитовые кварциты; 5 — доломито-магнетитовые кварциты; 6 — железослюдково(гематито)-магнетитовые и магнетито-гематитовые кварциты; 7 — перекрывающие сланцы.

дит к резко выраженному упорядоченному распределению элементов в осадках с более или менее значительным сдвигом масс в пелагическом направлении» [30, стр. 377].

Как мы показали [16—20], сглаженно-упорядоченное распределение всех химических элементов (в породах и минералах) на фациальном профиле — характернейшая особенность железисто-кремнисто-сланцевых формаций (см. рис. 3, 4). Столь же характерной чертой фациального профиля этих формаций следует считать и отчетливый сдвиг масс элементов (исключая железо) в более пелагическую зону седиментации пелитов. Такое распределение элементов, а также отсутствие в составе железисто-кремнистых пород обломочного материала — следствие интенсивного химического выветривания на поверхности водосборных площадей и миграции элементов в виде растворов. Это может быть только в условиях гумидного климата.

В связи с изложенным вызывает серьезные возражения тезис о климатической аazonальности всех железисто-кремнистых (в том числе и железисто-кремнисто-сланцевых) формаций докембрия, используемый некоторыми исследователями [21, 33] в качестве доказательства их связи с вулканогенными процессами. Изучение данных палеомагнетизма [6] позволило нам предположить [16], что основная масса докембрийских месторождений железистых кварцитов мира располагается в палеоклиматических зонах, соответствующих гумидному климату. Положение зон гумидного климата на поверхности Земли изменялось на протяжении докембрийской истории ее развития. Это обстоятельство может быть использовано для суждений об относительном возрасте отдельных месторождений железистых кварцитов.

Рельеф водосборных пространств и дна бассейна седиментации может быть восстановлен косвенно по составу пород и изменению мощностей слагаемых ими толщ. Наиболее характерные признаки железисто-кремнисто-сланцевой формации, отражающие характер указанных элементов палеогеографической обстановки:

а) почти полное отсутствие кластогенного материала в составе железистых кварцитов, резкое преобладание чистых железисто-кремнистых осадков. Вмещающие толщу железистых кварцитов породы нижней и верхней свит также почти лишены грубого обломочного материала. Грубообломочные породы незначительно развиты лишь в основании нижней свиты и были распространены в бассейне в виде узкой полосы вдоль береговой линии;

б) закономерное изменение состава железистых кварцитов (их фациальных типов) и вмещающих пород, а также мощностей всех свит курской серии на площади бассейна КМА с востока (северо-восточная полоса) на запад (юго-западная полоса). В указанном направлении возрастает мощность средней железорудной свиты и наиболее мелководные закисные и окисно-закисные железистые фации (магнетитовые кварциты) сменяются относительно более глубоководными закисно-окисными и окисными фациями (гематито-магнетитовыми и гематитовыми кварцитами). Формирование этой закономерности связано с миграцией исходных железистых веществ в виде растворов, обусловившей их занос в пелагические области и упорядоченное распределение на фациальном профиле. Возрастает и мощность нижней свиты, а состав ее изменяется от кварцито-песчаников (на востоке бассейна) к сланцам и сланцево-карбонатным породам (на западе) [15];

в) выдержанная на больших площадях аутигенноминеральная зональность толщи железистых кварцитов (рис. 2) и устойчивость фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации;

г) цикличность накопления пород формации.

Совокупность рассмотренных признаков формации позволяет полагать, что: 1) рельеф области сноса был спокойным; ландшафт водосборных пространств имел вид плоской заболоченной равнины с обилием малых рек, выносивших в бассейн растворенные продукты химического выветривания; 2) равнинному ландшафту водосборных площадей соот-

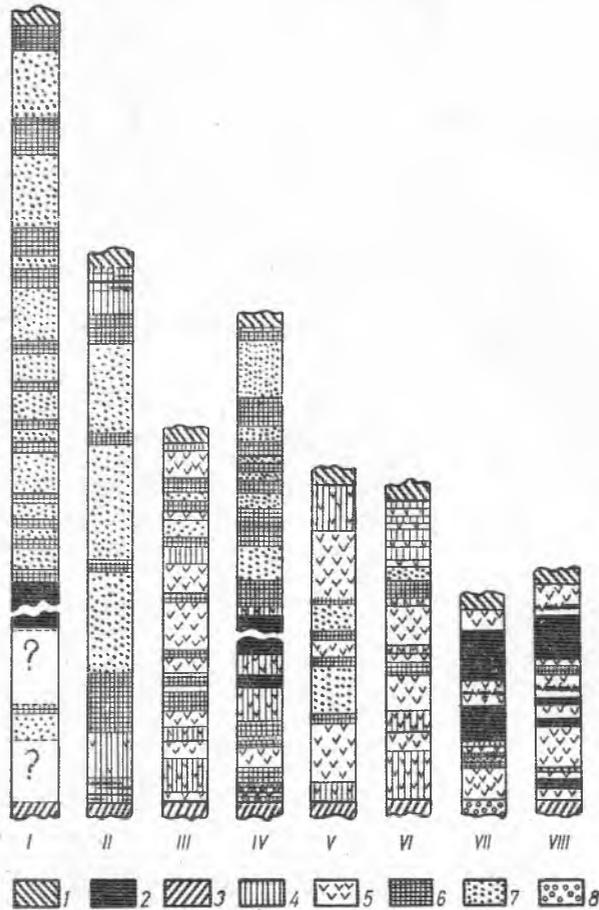


Рис. 2. Аутигенно-минералогическая зональность в разрезе толщ железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации курской серии (типы разрезов).

I — сланцы, перекрывающие толщу железистых кварцитов; *2* — сланцы внутри толщ железистых кварцитов; *3* — сланцы, подстилающие толщу железистых кварцитов; *4* — кварциты безрудные и малорудные с карбонатами и силикатами; *5* — кварциты рудные кумингтонито-магнетитовые; *6* — кварциты доломито-магнетитовые; *7* — кварциты гематито(железослюдково) магнетитовые; *8* — кварциты сливные blastospammitовые.

I — Жигаевский участок; *II* — Яковлево (профиль IV—IV); *III* — Коробково (западное крыло, XI разведочная линия); *IV* — Осколец (III разведочная линия); *V* — Щигры; *VI* — Коробково (северо-восточное крыло, XI разведочная линия); *VII* — Стоило (IV разведочная линия); *VIII* — Ястребовка (структурный профиль).

ветствовал плоский рельеф дна бассейна седиментации с небольшими углами наклона, что обусловило устойчивость фациального профиля формации в различных его частях, цикличность осадконакопления и развитие железистых фаций в виде довольно широкой полосы (ленты), разворачивавшейся вдоль берега; 3) ширина области седиментации железистых кварцитов на пологом дне водоема, видимо, превышала 100—150 км, следуя за довольно широкой полосой алевритовых и глинистых

илов (наблюдающееся постоянство фациального состава последних также свидетельствует о пологом рельефе дна бассейна; 4) бассейн седиментации был неглубоким; глубина седиментации даже самых глубоководных членов фациального профиля — гематито-магнетитовых кварцитов не превышала 200—300 м; 5) область питания бассейна железисто-кремнистыми осадками располагалась на востоке современной территории КМА. Береговая линия бассейна протягивалась восточнее крайних восточных аномалий северо-восточной полосы КМА (восточнее линии Шаталовка — Горшечное — Красная Поляна — Шаблыкино).

Эти черты железисто-кремнисто-сланцевой формации и особенно закономерное изменение фаций и мощностей нижней терригенной и средней железорудной свит курской серии на площади КМА свидетельствуют о том, что в период их накопления бассейн седиментации был единым и обособление северо-восточной и юго-западной аномальных полос КМА как самостоятельных структурно-фациальных зон произошло значительно позднее.

В одной из работ Л. Б. Рухин [25] указывает, что Петтиджон, Вулноу, Александров, Тейлор и Твенхофел также считали, что кремнисто-железистые породы докембрия накапливались в обстановке пологого рельефа суши и моря и небольшой глубины последнего. Подобные же суждения мы находим и в работах Сакомото Такао.

Приведенные факты и вытекающие из них выводы не подтверждают концепцию о глубоководном (в полном смысле этого слова) характере осадков железисто-кремнисто-сланцевых формаций.

В настоящее время вряд ли возможно однозначное решение вопроса о типе и масштабах бассейна седиментации. Одни исследователи полагают, что это были узкие, глубокие трогообразные впадины [1, 13, 14 и др.]. По мнению других [9, 32 и др.], бассейны были довольно обширными, но ограниченными. Такое резкое расхождение во взглядах объясняется тем, что они, вероятно, относятся к различным типам железисто-кремнистых формаций. Мы считаем, что сочетание плоского рельефа континента с пологим рельефом дна бассейна седиментации предполагает значительную площадь последнего.

Тектонический режим времени накопления железисто-кремнистых осадков курской серии. Восстановить тектоническую обстановку накопления железисто-кремнистых осадков рассматриваемого типа железисто-кремнистых формаций нам помогают главные их особенности: почти полное отсутствие вулканогенных пород в составе формации; олигомиктность пород; отсутствие терригенных материалов в составе железисто-кремнистых осадков; упорядоченность распределения элементов на литологических профилях формации, как следствие ведущей роли растворов в их миграции; отсутствие внутриформационных размывов толщи железистых кварцитов средней свиты.

Все эти черты, присущие гумидному породообразованию и отражающие тектонический режим, достаточно определенно свидетельствуют о том, что накопление железисто-кремнистых осадков средней свиты происходило в условиях пассивного тектонического режима, характерного для платформенных областей [24, 29]. В то же время последовавшая за отложением мощной верхней свиты курской серии главная складчатость указывает на существование тектонического режима, близкого к платформенному, лишь на определенном этапе развития геосинклинального прогиба, чем и своеобразно это развитие. Можно предполагать, что геотектонический цикл развития неглубокого геосинклинального прогиба, ранним этапам которого соответствовало накопление осадочно-вулканогенных пород михайловской серии, не был законченным. Тектонические движения, последовавшие за отложением пород михайловской серии,

не привели к складчатости и формированию горной страны, а лишь обнажили в восточной зоне прогиба осадочно-вулканогенные породы в виде относительно высокого свода. Поверхность последнего при разрушении дала вначале материал для нижней терригенной свиты курской серии (накопление его компенсировало в известной мере прогибание), а затем — при ее полной пенеппенизации — и химические железисто-кремнистые осадки средней свиты. Этот момент развития прогиба характеризовался пассивным тектоническим режимом. Можно полагать, что накопление пород курской серии является не началом нового цикла, а лишь продолжением прежнего, развитие которого на определенном этапе было задержано.

Вторично плавные сводовые поднятия региона произошли после захоронения железисто-кремнистых осадков под мощными накоплениями пелитовых образований. На значительных площадях породы курской серии были выведены на поверхность и размывы. Поднятия явились предвестником главной фазы складчатости, последовавшей за новым опусканием региона и отложением мощных толщ глинистых и алевролитовых осадков, венчающих разрез курской серии, сформировавшей тектонические структуры нижнего протерозоя в современном их виде.

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В геологической науке до сих пор существует тенденция объяснять происхождение всех железистых кварцитов докембрия (роговиков, джеспилитов) с позиций какого-либо одного генетического процесса или типа литогенеза. Очевидно, такой недифференцированный подход к решению столь сложной проблемы не может способствовать успеху.

Сейчас нет оснований сомневаться в том, что в докембрийских толщах существует несколько генетически самостоятельных рядов и типов железисто-кремнистых формаций, отражающих эволюцию железорудного процесса в докембрийской истории Земли. Общие особенности этой эволюции охарактеризованы в ряде работ Н. М. Страхова [30—32].

Типы железисто-кремнистых формаций докембрия и соотношение между ними. В свое время Н. С. Шатский указывал, что «джеспилитовые формации неоднородны, они сходны, аналогичны, но не гомологичны, не одного и того же происхождения, т. е. среди джеспилитов надо различать несколько видов формаций, различных по происхождению, по группам и рядам, но очень близких по общим литолого-петрографическим и текстурным признакам» [35, стр. 31]. Он выделил два формационных типа железисто-кремнистых пород докембрия: вулканогенно-осадочный и осадочный.

Обособление близких указанным основным типов железисто-кремнистых формаций, как генетически самостоятельных, мы находим в работах Н. М. Страхова [32].

Для докембрия Большого Кривого Рога существует несколько вариантов выделения рядов железисто-кремнистых формаций [27, 28, 2, 7, 9]. При известном различии этих вариантов общим для них является обособление вулканогенно-осадочного и терригенно-осадочного типов формаций, которые находят отражение и в формационных рядах, выделяемых М. С. Марковым в разрезе Карсакапайского синклинория [12]. Они же выделены нами и в ряду формаций докембрия КМА [19].

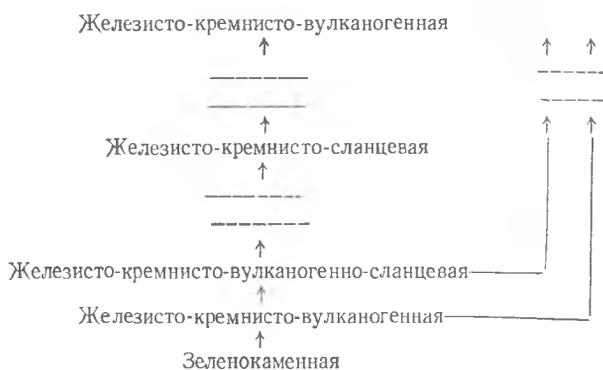
Для всех рассмотренных районов характерна общая и весьма важная особенность соотношения вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных формаций. В истории развития докембрийских геосинклинальных зон накопление терригенно-осадочных железисто-кремнистых формаций отделено во времени от накопления вулканогенных пород основного состава и связанных с ними вулканогенно-осадочных железисто-кремни-

стых формаций. Это подтверждается многочисленными особенностями геологии Кривого Рога, КМА, Карсакпая и других районов, свидетельствующими о развитии метаморфизованных континентальных кор выветривания на породах зеленокаменной и железисто-кремнисто-вулканогенной формаций под нижней терригенной толщей (нижней свиты курской и криворожской серий), залегающей в основании железорудных свит (средняя свита курской и криворожской серий) терригенно-осадочной формации. Последнее убедительно свидетельствует об отсутствии временной и генетической связи между вулканогенно-осадочными и терригенно-осадочными железоносными формациями докембрия, пространственно совмещенными в ряде регионов на поверхности Земли.

Сопоставление рядов железисто-кремнистых формаций, выделенных разными исследователями в разрезах докембрийских метаморфических комплексов, а также анализ наблюдаемых взаимоотношений между ними, убеждает нас в том, что количество их типов, возникающих в истории развития докембрийских геосинклиналей, довольно ограничено, а историческая последовательность их возникновения вполне определена.

В общем можно выделить четыре основных формационных типа железисто-кремнистых образований докембрия в порядке их исторической последовательности: *формации вулканогенно-осадочного ряда*: 1) железисто-кремнисто-вулканогенная, 2) железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная; *формации терригенно-осадочного ряда*: 3) железисто-кремнисто-сланцевая, 4) железисто-кремнисто-кластогенная.

Взаимоотношение между указанными формациями мы представляем себе в следующем виде:



Пунктир между некоторыми формациями в схеме означает отделение их друг от друга во времени.

Одновременное возникновение железисто-кремнисто-вулканогенных и железисто-кремнисто-сланцевых формаций в разных структурно-фациальных зонах геосинклиналей следует считать маловероятным, поскольку тектонический режим их накопления различен: для первых — активный, для вторых — пассивный. Источники железистых и кремнистых веществ этих формаций также различны: для первых — подводные вулканические продукты, для вторых — продукты выветривания пород континента.

Сопоставление всех особенностей вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных формаций позволяет констатировать резкое их отличие. Они не сопоставимы по составу вмещающих пород, взаимоотношению железистых свит с вулканогенными породами, масштабом железистых свит, их продуктивности, числу, мощности, характеру и составу железистых горизонтов, соотношению рудных и малорудных железистых пород в железистых горизонтах, внутреннему строению железистых горизонтов и, наконец, по геохимическим особенностям железистых пород [19]. Все

это не позволяет приписывать формациям общность источника железистых и кремнистых веществ.

Пока приведенные положения принимаются не всеми исследователями. Так, М. С. Марков считает, что формации Карсакпая имеют тесную причинную связь и общую вулканогенную природу железа и кремнезема. Г. И. Каляев [9], признавая различие источников железистых и кремнистых веществ для железисто-кремнисто-вулканогенной (подводный вулканизм) и железисто-кремнисто-сланцевой (химическое выветривание пород глубоко пенепленизированного континента) формаций, в то же время считает, что обе они возникли синхронно: первая — во внутренних зонах геосинклинали Большого Кривого Рога, а вторая — в периферических.

По-видимому, возможность такого сочетания указанных формаций допустима, но скорее лишь как исключение в закономерном развитии докембрийских геосинклинальных зон. Разные суждения по этому вопросу не беспричинны, ибо нет еще четких представлений об увязке различных структурно-фациальных зон Большого Кривого Рога в его общем структурном плане.

Мы считаем, что Н. П. Семененко в своем докладе на Криворожском совещании внес известную ясность в столь сложный вопрос, показав, что железисто-кремнистые формации различных структурно-фациальных зон геосинклинали Большого Кривого Рога имеют различный абсолютный возраст, а отдельные их типы последовательно сменяют друг друга в истории ее развития.

С этих позиций мы и должны подходить к обсуждению вопроса о происхождении железистых кварцитов различных типов железисто-кремнистых формаций докембрия.

Роль вулканогенных процессов в образовании железистых кварцитов докембрия. Анализ обширного материала по геологии месторождений докембрийских железистых кварцитов показывает, что значение вулканогенных процессов в мобилизации исходных железистых веществ далеко не одинаково для различных формационных типов докембрийского железнакопления.*

В докембрийских метаморфических толщах известны многочисленные месторождения железистых кварцитов, генетически тесно связанные с подводными вулканическими процессами. Доказательства такой связи мы находим в работах Ю. Ир. Половинкиной [21], Н. П. Семененко [26—28], Г. В. Жукова [7], М. С. Точилина [33], Г. И. Каляева [9], Н. М. Стрехова [29—32] и др.

Типичные представители железисто-кремнистых формаций, парагенетически связанных с подводным вулканизмом, — железисто-кремнисто-метабазитовая свита нижнебазавлукской серии Верховцевского района и юльевская железисто-кремнисто-спилитовая свита нижнеконкской железисто-кремнисто-метабазитовой серии Большого Кривого Рога [26—27].

Можно указать некоторые характерные черты строения этих формаций: железистые свиты согласно подстилаются и перекрываются метаморфизованными основными эффузивами, которые в виде разделяющих пачек находятся и внутри железистых свит; масштабы железистых свит ограничены; железистые горизонты и пачки внутри свит имеют сложное строение, обусловленное переслаиванием железистых и вулканогенно-туфовых слоев. Внутри пачек железистые слои составляют не более 20—25% их мощности и быстро выклиниваются; продуктивность железистых свит обычно низкая — суммарная мощность железистых слоев составляет 10—13% мощности свит; число отдельных железистых горизонтов (слоев) в свитах не менее 10, чаще 18—20, а их мощность не превышает 1—5 м, редко достигая 14—22 м; железистые горизонты состоят только из магнетитовых роговиков и кварцитов с амфиболами, пироксенами, хлоритом и карбонатами; малорудные роговики и кварциты составляют

47% мощности железистых слоев; аутигенноминеральной зональности, подобной железисто-кремнисто-сланцевым формациям, нет; геохимические особенности железистых пород гармонируют с общим геохимическим обликом вулканогенной формации.

Достаточно сопоставить особенности железисто-кремнисто-вулканогенных формаций с характерными чертами железисто-кремнисто-сланцевых, рассмотренных выше, чтобы убедиться в существовании между ними коренных отличий, которые не объяснимы с позиций признания однообразия условий образования и общности источника исходных веществ.

Если парагенетическая связь железисто-кремнисто-вулканогенных формаций с вулканогенными процессами очевидна, то в мобилизации исходных веществ для железисто-кремнисто-сланцевых формаций вулканизм практически не играл никакой роли.

О характере и масштабах железонакпления, связанного с вулканогенными процессами, мы можем получить представление, рассмотрев характерные черты типичных подводно-вулканогенных (эксгальционно-осадочных) железорудных месторождений постпротерозойского времени, насколько можно судить о них по литературным данным: пространственная ограниченность железорудного процесса; специфический состав рудовмещающих толщ — базальты, спилиты в ассоциации с туфами, кератофирами, яшмами, глинами и известняками на периферии вулканического комплекса; пространственная ограниченность рудных горизонтов (протяженность, как исключение, 15—25 км), обилие в них рудных тел (до 20—30 и более), малая протяженность рудных тел (сотни метров, реже первые километры), их линзовидная форма и малая (доли и немногие метры, реже — десятки метров) быстро меняющаяся мощность; сложный состав и сложное строение рудных тел, особенно в периферических частях; различие типов минеральной зональности в рудах, залегающих внутри вулканогенного комплекса и на его периферии; невысокое содержание железа в рудах (часто меньше 20% и не более 35—40%) и непостоянство его даже внутри одной линзы; незначительные запасы железа в рудном теле и рудном комплексе; массивные текстуры руд; отсутствие в их составе свободного углерода; частые совместные накопления и месторождения железа и марганца; богатые железные руды более кремнистые, чем бедные; наличие в районе месторождения яшм, не имеющих обычно правильной слоистости; обычны в рудах хром, ванадий, соединения меди, цинка, свинца, часто встречается барит; первичные соединения железа представлены главным образом закисными соединениями железа — хлоридами, частично карбонатами и сульфидами; источники железа и кремния — ювенильные гидротермы подводных вулканов; минералы закисного железа — магнетит, сидерит, силикаты и сульфиды образовались при седиментации — осаждались сразу и непосредственно из наддонной воды, в период диагенеза аутигенного минералообразования не было, а происходило частичное перераспределение минералов; зональность эксгальционно-осадочных руд, обусловленная прогрессирующим окислением закисных соединений железа с удалением от места поступления гидротерм растворенным в морской воде кислородом.

Из изложенного видно, что между типичными эксгальционно-осадочными рудами постпротерозойского возраста и железистыми кварцитами железисто-кремнисто-сланцевой формации докембрия также существуют кардинальные различия, обусловленные их различной природой.

Несмотря на наличие общеизвестных сведений о геологических взаимоотношениях различных формаций докембрийских железистых кварцитов, их строении и составе, некоторые исследователи склонны рассматривать подводные вулканические эксгальциации в качестве единственного источника всех докембрийских железонакплений. Такой позиции придерживается, в частности, М. С. Точилин, подробно рассмотрев-

ший условия образования джеспилитов, парагенетически тесно связанных с вулканогенными формациями, и сформулировавший основные положения вулканогенно-осадочной гипотезы приращдения железистых кварцитов в одной из последних работ [33].

Основные положения этой гипотезы хорошо объясняют наблюдаемые особенности геологического строения месторождений железистых кварцитов, залегающих в толще вулканогенных пород, хотя нам кажется, что механизм образования железорудных минералов с различной степенью восстановленности железа из ювенильных гидротерм подводных вулканических очагов более убедительно описан Н. М. Страховым [31]. Что же касается железисто-кремнисто-сланцевых формаций, свиты железистых кварцитов которых заключены в мощных толщах терригенных пород и оторваны во времени от вулканогенных комплексов, то ни одно из положений вулканогенно-осадочной гипотезы не дает удовлетворительного объяснения наблюдаемым особенностям геологического положения и закономерностей строения этих формаций. Концепция отдаленного вулканогенного рудообразования, привлекаемая на помощь М. С. Точилиным, несостоятельна и опровергается широко известными фактами из области геологии вулканогенно-осадочных руд, что убедительно доказано Н. М. Страховым.

Совершенно неприменимы к железисто-кремнисто-сланцевым формациям следующие положения вулканогенно-осадочной гипотезы: а) железистые кварциты тесно парагенетически связаны с вулканогенными породами; б) железистые кварциты не отражают какого-либо устойчивого парагенетического звена в фациальном профиле осадков; в) интенсивное химическое выветривание в докембрии не играло никакой роли в мобилизации железа для железистых кварцитов, так как в разрезах докембрийских толщ нет накоплений глинозема и других компонентов, синхронных железнакоплениям и выносившихся из коры выветривания; г) одновременное существование в бассейне окисной и закисной фаций невозможно; д) магнетит и гематит железистых кварцитов не могли образоваться из гидроокислов железа и имеют магматогенное происхождение (непосредственно выпадали из эксгаляций); е) железисто-кремнисто-сланцевые («отдаленные») и железисто-кремнисто-вулканогенные формации возникли синхронно: первые в миогеосинклиналих, т. е. в областях терригенного осадконакопления, вторые — в эвгеосинклиналих, где в это время происходила интенсивная вулканическая деятельность; железо в миогеосинклинали поступало из эвгеосинклинали.

Считая предложенный нами (рис. 3) нормальный фациальный профиль железисто-кремнисто-сланцевой формации нереальным, М. С. Точилин утверждает, что локализация гематитовых (железнослюдковых) кварцитов на пелагическом конце фациального профиля формации (и соответственно центральное их положение в разрезе железорудных свит) обусловлено не затуханием редукции гидроокислов железа с глубиной по профилю. По его мнению, железная слюдка, образовавшаяся одновременно с магнетитом из вулканических эксгаляций в эвгеосинклинали, вследствие плоской формы и малых размеров ее кристаллов имела большую «плавуемость» (в сравнении с магнетитом), дольше находилась во взвешенном состоянии и свободно переносилась на значительные расстояния от источника в миогеосинклинали. Здесь она седиментировалась в зоне отложения терригенных глинистых осадков.

Однако это предположение противоречит данным о составе железисто-кремнисто-сланцевых формаций. Если бы в самом деле железо в виде железной слюдки поступало в миогеосинклинали из эвгеосинклинали, то, во-первых, в терригенных породах нижней свиты курской и криворожской серий, формировавшихся, по М. С. Точилину, одновременно с эвгеосинклиналиными вулканогенными отложениями, накапливалось бы железо;

во-вторых, в составе нижней терригенной и средней железорудной свит курской и криворожской серий, преобладала бы железная слюдка. Ее количество в средней свите должно было бы возрастать с увеличением пелитоморфного материала и прослоев сланцев в железистых горизонтах. В действительности все обстоит иначе.

В согласно перекрывающих и подстилающих среднюю железорудную свиту сланцах железной слюдки нет вовсе, а в приконтактных частях с железистыми кварцитами средней свиты наблюдаются пирит, карбонаты железа и магнетит. В составе же железистых кварцитов средней свиты железной слюдки больше там, где она имеет большую мощность и не содержит прослоев сланцев и значительной примеси глинистого материала. И наоборот, железная слюдка не встречается в железистых кварцитах маломощных средних свит, изобилующих прослоями сланцев и силикатными минералами; железистые горизонты этих свит представлены полностью магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми кварцитами (см. рис. 2). Иными словами, распределение магнетита и гематита в разрезах железорудной свиты и на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации увязывается с общим литолого-геохимическим обликом железистых кварцитов курской и криворожской серий (и подобных им) и является отражением аутигенноминеральной зональности, возникшей при диагенезе.

Несостоятельность попыток объяснить происхождение железисто-кремнисто-сланцевых формаций с позиций вулканогенно-осадочной гипотезы очевидна и доказывается всей совокупностью приводившихся фактов.

Признаки терригенно-коллоидного образования железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевых формаций. Происхождение главных железорудных минералов железистых кварцитов рассматриваемых формаций из коллоидов гидроокислов железа мы доказывали в ряде работ [19]. Механизм процесса редукции гидроокислов железа и возникновение аутигенноминеральной зональности железорудных свит железисто-кремнисто-сланцевых формаций глубоко рассмотрен в трудах Н. М. Страхова [30, 31].

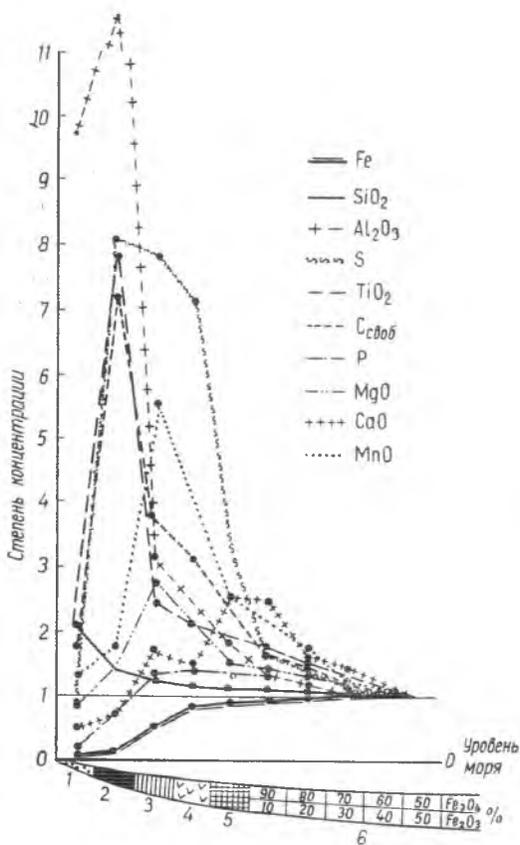


Рис. 3. Геохимический облик нормального (идеального) фацеального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА. (Степень концентрации элементов и окислов рассчитана относительно глубоководных гематито-магнетитовых кварцитов. Концентрация компонентов в наиболее богатых гематитом кварцитах принята за единицу.)

1 — аркозовые метапесчаники, безрудные blastopсамитовые кварциты; 2 — глинистые сланцы, филиты, кристаллические сланцы; 3 — безрудные и малорудные кварциты с карбонатами и силикатами; 4 — силикатно (куммингтонито)-магнетитовые кварциты; 5 — доломито-магнетитовые кварциты с различными соотношениями магнетита и гематита.

Не имея возможности останавливаться на этих вопросах подробно, укажем лишь на основные признаки железистых кварцитов, которые подтверждают гидроокисную природу исходных железистых веществ.

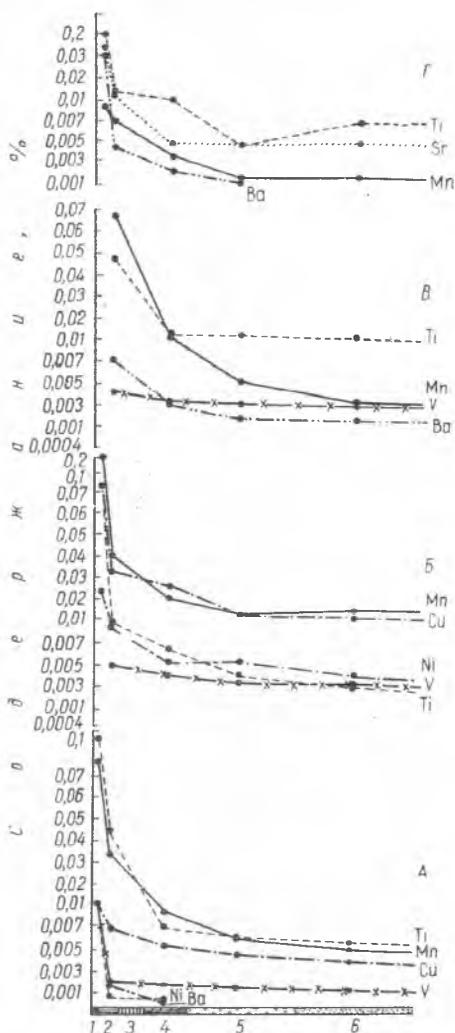


Рис. 4. Распределение элементов-примесей в различных фациальных типах пород на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА.

А — в породах, Б — в магнетите; В — в гематите; Г — в кварце. 1 — сланцы, подстилающие железорудную голцу; 2 — кварциты безрудные с прослоями сланцев; 3 — кварциты мало-рудные; 4 — кварциты мартитовые и мартито-магнетитовые; 5 — кварциты железослюдково-магнетитовые; 6 — кварциты железослюдково-магнетитовые с прослоями железослюдково-магнетитовых.

1. Аутигенноминеральная зональность, присущая железисто-кремнисто-сланцевым формациям и устанавливающаяся по закономерному чередованию различных фациальных типов железистых кварцитов в разрезах слагаемых ими свит и на фациальном профиле формации (см. рис. 1, 2, 3). В соответствии с этой зональностью на нормальном фациальном профиле формации первичные железистые фации располагаются в таком порядке от берега вглубь за фацией сланцев (глин и илов): закисная (безрудные и мало-рудные кварциты с сидеритом, магнетитом и силикатами), окисно-закисная (куммингтонито-магнетитовые кварциты), закисно-окисная (доломито-магнетитовые кварциты) и окисная (магнетито-гематитовые и гематитовые кварциты). Снижение степени восстановленности соединений железа от берега в глубь бассейна связано с уменьшением содержания органических веществ в осадке в этом же направлении и снижением активности разложившейся органики параллельно с уменьшением примесей глинисто-илистого материала в общей массе седиментировавшихся веществ.

В последние годы многими исследователями подобная аутигенно-минеральная зональность детально изучена в железисто-кремнистых отложениях криворожской серии (Я. Н. Белевцев, С. А. Скуридин, Л. Я. Ходюш, В. С. Федорченко и др.). Как отмечает Н. М. Страхов, возникновение подобной аутигенно-минеральной зональности железисто-кремнистых образований возможно лишь при поступлении железа в форме коллоидов гидроокислов. Он убедительно показал, что эта зональность в принципе соответствует той, которая наблюдается в современных

океанах, но в докембрии она развивалась в меньших по размерам бассейнах и на меньших глубинах.

2. Строгая упорядоченность распределения рудных накоплений железа, стронцезема и других элементов (в том числе и элементов-примесей), рассеянных в породах на фациальном профиле формации, присущая идеальным профилям осадочных формаций (см. рис. 3) и свидетель-

ствующая о ведущей роли растворов в миграции исходных веществ.

3. Закономерное распределение элементов-примесей в породообразующих минералах железистых кварцитов на фациальном профиле формации в соответствии с избирательной сорбцией их гелями железа и кремния, а также максимальным их извлечением в зоне седиментации глини и илов и уменьшением их запасов в морской воде к пелагическому концу фациального профиля. Так, явление избирательной сорбции элементов-примесей различными гелями обусловило избирательную концентрацию одних элементов в железорудных минералах (V, Ni, Cr, Mo, Co), а в других в кварце (Sr, Ba, Zr, Ag).

Исключительная концентрация в магнетите хрома, молибдена, кобальта, а также преимущественная концентрация в нем (в сравнении с гематитом) марганца, ванадия, никеля и наоборот — в гематите титана объясняется наличием геохимических связей между разновалентными формами железа и определенными элементами-примесями с близкими радиусами ионов, а также некоторой одновременностью коагуляции и седиментации гидроокислов железа, родоначальных для магнетита и гематита.

Наконец, очень важно отметить, что содержание элементов-примесей в данном минерале не остается постоянным, а закономерно изменяется в зависимости от положения минерала в разрезе железорудной свиты и на фациальном профиле формации. Оно неуклонно уменьшается от прибрежного к пелагическому концу фациального профиля в соответствии с уменьшением их резерва в морской воде при удалении от берега (рис. 4).

Из сказанного видно, что геохимический профиль формации по элементам-примесям аналогичен профилю по основным элементам. Все приведенные факты свидетельствуют о преимущественной миграции элементов-примесей в растворенном состоянии, сорбированном коллоидными мицеллами гидроокислов железа и кремнезема.

4. Строгие пределы отношений железа и кремнезема в различных железистых кварцитах, соответствующие условиям их максимальной коагуляции и седиментации из смешанных коллоидов.

5. Закономерное изменение величин отношений железа и кремнезема в железистых кварцитах, а также $Ti : V$, $Ti : Al$, $Al_2O_3 : SiO_2$, $P : Fe$, $Mn : Fe$, $Ni : Co$, $Sr : Ba$ в породах и минералах на фациальном профиле формации.

6. Почти полное отсутствие терригенных минералов в породах наиболее глубоководных железорудных фаций.

7. Особенности текстур и структур железистых кварцитов и характер структурных взаимоотношений между рудными минералами, а также между ними и кварцем.

Если бы магнетит и гематит выносились в бассейн подводными эксталяциями в готовом виде, то рассмотренные выше литолого-геохимические особенности железорудных накоплений железисто-кремнисто-сланцевой формации не наблюдались бы.

Роль процессов метаморфизма в формировании современного облика докембрийских железисто-кремнистых пород. Этот сложный вопрос, к сожалению, является наименее изученным. Степень метаморфических преобразований исходных железисто-кремнистых пород и степень сохранности при метаморфизме их первичных фациальных особенностей, безусловно, может быть различной в конкретных разрезах железисто-кремнистых формаций. Следовательно, нужно избегать как недооценки процессов метаморфизма в формировании современного минерального состава и текстурно-структурных особенностей железистых кварцитов, так и попыток

привнести значение унаследованных их особенностей. Это тем более важно, что правильная оценка роли унаследованных признаков первичных фаций и степени их трансформации наложенными процессами метаморфизма имеют первостепенное значение для стратиграфии и корреляции железорудных свит.

Мы и другие исследователи в ряде работ показали, что ведущие признаки первичных железорудных фаций сохраняются в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев и даже амфиболитовой фации.

Вероятно, для разработки надежных критериев восстановления первичных фациальных типов железистых кварцитов по их в различной степени метаморфизованным аналогам, необходима постановка детальных исследований по изучению характера изменения состава устойчивых стратиграфических горизонтов железистых кварцитов при повышении степени метаморфизма.

ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Мы считаем кардинальными вопросами проблемы происхождения докембрийских железистых кварцитов (роговиков и джеспилитов) изучение морфологии и особенностей развития докембрийских геосинклинальных зон; дальнейшее углубленное изучение рядов железисто-кремнистых формаций, последовательности их развития в докембрийский период развития Земли, сочетания в структуре одной геосинклинали и их специфических особенностей; глубокое минералого-петрографическое изучение железисто-кремнистых пород, геохимии пород и минералов, изотопного состава элементов из различных формационных типов докембрийских железоносных формаций, для чего необходима разработка единой методики исследований; проведение экспериментальных работ по моделированию процессов выветривания пород, а также процессов седиментации, диагенеза и метаморфизма железисто-кремнистых осадков.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н., Скуридин С. А.— В кн.: Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолиздат, М., 1957.
2. Белевцев Я. Н.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, 1.
3. Голивкин Н. И.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Изд-во Воронежского ун-та, 1964.
4. Голивкин Н. И.— В кн.: Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1966.
5. Гусельников В. Н.— В кн.: Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
6. Дю Бойс П. М.— В кн.: Палеомагнетизм. ИЛ, М., 1962.
7. Жуков Г. В.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 5. Изд-во АН СССР, М., 1962.
8. Зайцев Ю. С.— В кн.: Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
9. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
10. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Черновцы, 1946.
11. Клагиш Б. Д. Строение и первичные фациальные особенности железоносной формации курской метаморфической серии Старооскольского района КМА. Автореф. дисс. на соискание степени канд. геол.-мин. наук, М., 1966.
12. Марков М. С.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, 4.
13. Марков М. С.— В кн.: Вопросы геологии и петрологии докембрия, в. 5. Изд-во АН СССР, М., 1961.
14. Марков М. С.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Изд-во АН СССР, М., 1964.
15. Модников И. С., Дементьев П. К., Безгубов А. И.— Литология и полезные ископаемые, 1966, 1.

16. Плаксенко Н. А.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центр. районов Европейской части СССР, в. V. Госгеолтехиздат, М., 1962.
17. Плаксенко Н. А.— В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.
18. Плаксенко Н. А., Коваль И. К.— ДАН СССР, 1965, 161, 1.
19. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности докембрийского железорудного осадконакопления (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, 1966.
20. Плаксенко Н. А., Коваль И. К.— Литология и полезные ископаемые, 1967, 1.
21. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Госгеоллиздат, М., 1952.
22. Полищук В. Д.— В кн.: Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
23. Пятницкий П. П.— Генетическое отношение Криворожских рудных месторождений. Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии АН СССР, в. 3. М., 1924.
24. Ронов А. Б.— Геохимия, 1964, 8.
25. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Госоптехиздат, Л., 1962.
26. Семененко Н. П.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959, 5—48.
27. Семененко Н. П.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959, 641—668.
28. Семененко Н. П.— Сов. геология, 1962, 2.
29. Страхов Н. М.— В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., в. 73, 22. Изд-во АН СССР, М., 1947.
30. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 1 и 2. Изд-во АН СССР, М., 1960.
31. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
32. Страхов Н. М.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, 12.
33. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
34. Тулупов В. А., Грибков Л. П.— В кн.: Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
35. Шатский Н. С.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, 4.
36. Sakamoto Такао— Amer. Journal of Science, 1950, 248, 47.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДЖЕСПИЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ В УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

Г. И. КАЛЯЕВ

Институт геологических наук АН УССР

Джеспилитовая (железисто-кремнистая) формация, вмещающая крупнейшие месторождения железа на всех континентах нашей планеты, возникла в своеобразных условиях осадкообразования в раннем докембрии. Продуктивные типы джеспилитовой формации почти всюду приурочены к определенному этапу раннего докембрия — ко времени затухания начального основного магматизма в древнейших геосинклиналиях. Термин «джеспилитовая формация» предложен Н. С. Шатским. Мы принимаем его, поскольку он отражает специфику рассматриваемой формации. Джеспилиты, будучи разновидностью железистых кварцитов, отнюдь не являются ни по объему, ни по значимости господствующей породой в рассматриваемой формации. Но значение их усиливается тем, что нигде в других геологических формациях они не встречаются. К тому же в Украинском щите с джеспилитами ассоциируют наиболее продуктивные горизонты железистых пород, например пятый железистый горизонт в Кривом Роге. Также продуктивны, например итабириты в Минас Жераис в Бразильском щите.

Шатский Н. С. [8]		Семенко Н. П. [7] (Украинский цнт)	
Джеспилитовая кремнисто-сланцевая	→	Джеспилитовая отдаленная	Железисто-кремнисто- сланцевый (отдаленная формация) Железисто-кремнисто- вулканогенно-сланцевый Железисто-кремнисто- сланцевый
Вулканогенная спилито-кератофи- ровая или зеленока- менная	→	Джеспилитовая отдаленная	

Типы джеспилитовой формации классифицировались Н. С. Шатским [9], Н. П. Семененко [8], М. С. Марковым [5], Г. И. Каляевым [3, 4], Г. В. Жуковым [2], Н. А. Плаксенко [6] и другими исследователями. Почти все классификации сведены в табл. 1. Оговоримся, что литологические типы, выделяемые внутри рассматриваемой формации, некоторыми авторами именуется джеспилитовыми формациями. Здесь и далее мы употребляем последний термин только в единственном числе, потому что это принято и для иных геологических формаций, и выделяемые генетические типы являются лишь структурно-фациальными проявлениями единой джеспилитовой формации.

Н. С. Шатский впервые выделил два основных формационных типа, имеющих самостоятельное значение: вулканогенно-осадочный и осадочный. Он полагал, что первый тип возник в результате подводной вулканической деятельности, при которой железо выносилось из фумарол. Осадочный же тип, не содержащий вулканогенного материала, обязан своим происхождением накоплению железа в корях выветривания и последующему его поступлению в морские бассейны. Аналогичные взгляды развивали и другие авторы, хотя при этом временные или возрастные соотношения типов джеспилитовой формации внутри цикла геологического развития не рассматривались. В схемах Н. С. Шатского, М. С. Маркова и Н. А. Плаксенко вулканогенно-осадочный тип предшествует осадочному, поскольку первый отвечает времени формирования спилито-кератофировой формации. В схеме М. С. Маркова он назван киватинским типом. Последний автор выделил еще особо зеленокаменную формацию, отмечая, однако, что железистые кварциты в ней содержатся в виде невыдержанных маломощных прослоев. Разумеется, последняя формация не может рассматриваться в качестве джеспилитовой, равно как и вулканогенная спилито-кератофировая. Парагенетическая ассоциация железисто-кремнистых и вулканогенных пород в одном случае может приниматься как джеспилитовая формация, в другом — как зеленокаменная или спилито-кератофировая. В частности, это относится к киватинскому типу. В силу геологической несовместимости названных формаций необходимо устранить недостатки в классификациях джеспилитовой формации. Также неясен вопрос выделения отдаленной джеспилитовой и отдаленной кремнистой формаций. К первой из них Н. П. Семененко причисляет собственно криворожский тип, а вторая, строго говоря, не может рассматриваться в качестве джеспилитовой формации. Под термином «отдаленная» имеется в виду некоторая отдаленность от основных цент-

литовой формации

Марков М. С. [5] (Карсакапай)	Каляев Г. И. [3] (Украинский щит)	Плаксенко Н. А. [6] КМА
Отделенная кремнистая Джеспилитовая: а) джеспилитовая криво- рожского типа б) джеспилитовая кива- тинского типа Зеленокаменная формация (с маломощными невыдер- жанными прослоями желе- зистых кварцитов)	Джеспилитовая формация оса- дочного криворожского типа, свойственная краевым зонам Джеспилитовая формация оса- дочно-вулканогенного типа, свойственная внутренним зонам геосинклинали (в целом син- хронная с первым типом) Диабазо-спилитовая формация, включающая прослои и линзы железистых кварцитов	Формации терригенно-осадо- чного ряда: а) железисто-кремнисто-слан- цевая, б) железисто-кремнисто-клас- тогенная. Формация вулканогенно-оса- дочного ряда: а) железисто-кремнисто-вул- каногенная б) железисто-сланцево-вулка- ногенная

ров вулканизма. Конечно, джеспилитовая, кремнистая (или яшмовая) и спилито-диабазовая формации образуют переходные разности, поскольку каждая из них может содержать компоненты и той и другой формации. В таких случаях решать вопрос, с какой именно формацией мы имеем дело, нужно по совокупности признаков: положению данной формации внутри формационного ряда и по соотношению ее со смежными формациями; по количественному соотношению составляющих компонентов и на основании положения данной структурно-фациальной зоны относительно других структурно-исторических зон геосинклинальной системы.

Рассматривая существующие классификации джеспилитовой формации, следует, во-первых, принять два типа, выделенных Н. С. Шатским: осадочный и вулканогенно-осадочный, предделенных почти во всех докембрийских щитах. Оба они самостоятельные и могут образовывать свои гомологические ряды, члены которых отличаются количественным соотношением составляющих компонентов терригенного, хемогенного и вулканогенного происхождения.

Джеспилитовая формация осадочного типа не содержит или почти не содержит вулканогенного материала. Не исключено, однако, наличие в ней пепла, трудно диагностируемого вследствие метаморфизма. Классическим примером этой формации могут служить железорудная формация Саксаганского района Кривого Рога, КМА, серии гурон Канадского щита, минасской серии в Бразилии и др.

Особенность вулканогенно-осадочного типа джеспилитовой формации заключается в существенном количестве вулканогенных компонентов: спилитов, амфиболитов, кварцевых кератофилов, керато-спилитов, пирокластических пород и граувакк, перемежающихся с хемогенными железистыми кварцитами и терригенными породами. Примером такого типа джеспилитовой формации может служить центральнобелозерская джеспилитовая формация Украинского щита, аналогичная формация Балтийского щита (гимольской серии) и др.

Оба главных типа джеспилитовой формации содержат крупные промышленные месторождения богатых или обогащаемых руд, хотя осадочный тип, несомненно, более продуктивен.

Рассматриваемые типы джеспилитовой формации возникли в определенных тектонических режимах и связаны с определенными зонами геосинклинальных систем. Это обстоятельство и определяет возникновение того или иного типа джеспилитовой формации. Даже особенности

отдельных членов обоих гомологических рядов, группирующихся в рассмотренные формационные типы, определяются приуроченностью их к той или иной структурно-фациальной зоне геосинклинали.

Рассмотреть указанные причинные связи можно на примере сравнительно хорошо изученной раннепротерозойской геосинклинали, консолидированной в Украинском щите.

В геосинклиальной системе Большого Кривого Рога можно выделить следующие неотектонические элементы: внутргеосинклиальные прогибы, выраженные внутренними синклинорными зонами; внешние прогибы в виде Криворожско-Кременчугского краевого прогиба и Орехо-

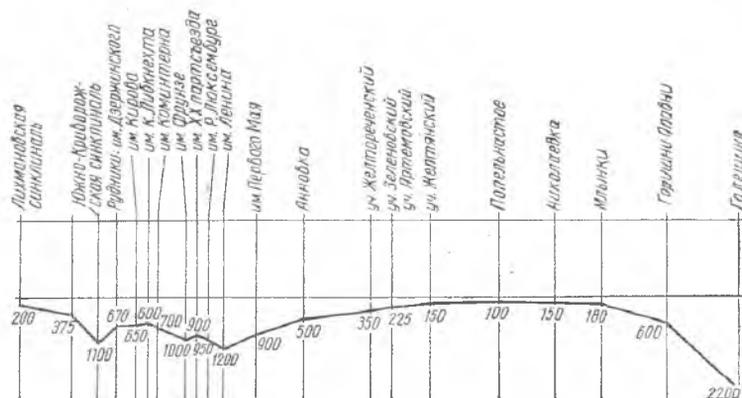


Рис. 1. Компенсационная диаграмма джеспилитовой формации (осадочного типа) в Криворожско-Кременчугской зоне.

во-Павлоградской парагеосинклиальной зоны. Внутренние зоны сложены эвгеосинклиальными компонентами — главным образом спилито-диабазовой, кварцево-кератофировой и джеспилитовой формациями. Последняя представлена вулканогенно-осадочным типом. Во внешних зонах доминирует миогеосинклиальный комплекс формаций, более полно представленных в Криворожско-Кременчугском краевом прогибе: нижней терригенной, осадочной джеспилитовой, верхней терригенной, лагунной и молассовой.

Джеспилитовая формация осадочного (криворожского) типа достигает огромной мощности — около 2200 м. Она образует железорудную свиту криворожской серии. Рассматриваемая формация состоит из перемежающихся горизонтов железистых кварцитов и сланцев. Первые представлены преимущественно магнетитовыми, мартитовыми и гематитовыми кварцитами; вторые — хлоритовыми, слюдяными и амфиболовыми сланцами с подчиненными прослоями железистых кварцитов. Все породы характеризуются минеральными ассоциациями зеленосланцевой фации метаморфизма.

В пределах Саксаганской рудоносной полосы, образующей Криворожский железорудный бассейн, железистые кварциты почти всюду характеризуются мозаичными гранобластовыми структурами в роговиковых прослоях, что отвечает хемогенному происхождению этих железистых пород. В пределах Кременчугского района в Галещинской синклинали среди железистых кварцитов появляются горизонты с псаммитовыми структурами (песчаниковые пласты) и пласты, обогащенные сульфидами [1]. Важную роль играют карбонатно-магнетитовые кварциты. Изменение мощностей джеспилитовой формации в пределах Криворожско-Кременчугской полосы отражено на рис. 1.

Обычно каждый железистый горизонт джеспилитовой формации осадочного типа состоит из бесконечно перемежающихся железистых,

алюмосиликатных и кварцевых прослоев. Последние не всегда имеют хемогенное происхождение. Среди некоторых прослоев различим и метаморфизованный пелитовый или алевроитовый материал. В большинстве случаев в чередовании прослоев фиксируется ритмичность, которая, однако, бывает не полной или не правильной. В целом же она весьма напоминает послерифейский флиш.

И. Н. Бордунов [1] обнаружил в джеспилитовой формации Кременчугского района ритмичное чередование геохимических фаций: окисной, карбонатной и сульфидной. Оно отвечает закономерному чередованию пластов железистых кварцитов, песчаников, карбонатных пород, слюдястых и амфиболовых сланцев.

Ритмичность в огромной толще пород осадочной джеспилитовой формации краевых зон обусловлена колебательным тектоническим режимом. Конкретная обстановка этого режима определялась тем, что в Криворожско-Кременчугской зоне рассматриваемая формация накопилась в погружающемся одноименном прогибе в соседстве с растущей к востоку от него кордильерой — в виде цепи антиклиналей, образованных Пятихатским, Демуриным и Саксаганским поднятиями. Ритмичность джеспилитовой формации вызвана здесь, вероятно, многократно менявшимися знаками и соотношениями колебательных движений в зоне сочленения геотектонических элементов. Вместе с тем в зоне сочленения контрастность движений и их суммарная величина были максимальными. Об этом свидетельствуют наибольшие мощности накопившихся здесь отложений и образование наиболее выразительного осадочного типа джеспилитовой формации.

Джеспилитовая формация вулканогенно-осадочного типа формировалась в то же время, но во внутригеосинклинальной области, где вулканическая деятельность к тому времени значительно ослабла, начали поступать кислые эффузивы и отлагались пирокластические осадки. Такая смена химизма в эффузивном магматизме обычно отмечается и в послерифейских подвижных зонах к концу первой половины геотектонического цикла.

В Белозерском синклинии рассматриваемый тип относительно хорошо изучен, поскольку здесь проведены разведочные работы в большом объеме. Мощность джеспилитовой формации в Белозерском синклинии около 500 м. В ней выделяется основной горизонт мощностью 200 м, состоящий из хлорито-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых кварцитов, содержащих прослой магнетито-хлоритовых сланцев. В этом горизонте заключены залежи богатых железных руд. Выше и ниже его залегают горизонты хлоритовых и серицитовых сланцев с прослоями кварцевых апокератофилов, туфитов и кварцитов. В отличие от осадочного типа джеспилитовой формации, здесь флишондный характер отложений выражен слабо.

Во всех внутренних синклионных зонах выше толщи железистых пород залегает кроющая вулканогенно-терригенная подформация, состоящая из туфогенных кварцево-хлоритовых сланцев, кварцевых апокератофилов, керато-спилитов, амфиболитов и кварцсодержащих аподиабазов (рис. 2).

Важно подчеркнуть, что вулканогенно-осадочная формация в эвгеосинклинали Большого Кривого Рога залегает выше кварцево-кератофировой, в свою очередь залегающей на спилито-диабазовой формации. Следовательно, джеспилитовая формация занимает здесь верхнюю часть разреза метаморфических пород.

Рассмотрим ряд осложняющих обстоятельств, которые в какой-то мере маскируют главные типы джеспилитовой формации.

Во внутренних синклионных зонах железистые породы в виде амфиболо-магнетитовых или хлорито-магнетитовых кварцитов залегают

и внутри спилито-диабазовой формации. Таковы западно-белозерские, восточно-грановские, малотепловские и чертомлыкские железистые породы, горизонты железистых пород среди амфиболитов во внешних зонах: в юго-восточной части Желтореченской синклинали, на Павловском и Новоданиловском участках Орехово-Павлоградской зоны. В большинстве случаев это маломощные пачки, пока не имеющие промышленного значения. Исключение составляют лишь железистые кварциты Чертомлыкской синклинали, где мощности резко возрастают.

Рассматриваемые железистые породы могут быть выделены в джеспилитовую подформацию, поскольку она имеет строго подчиненное зна-

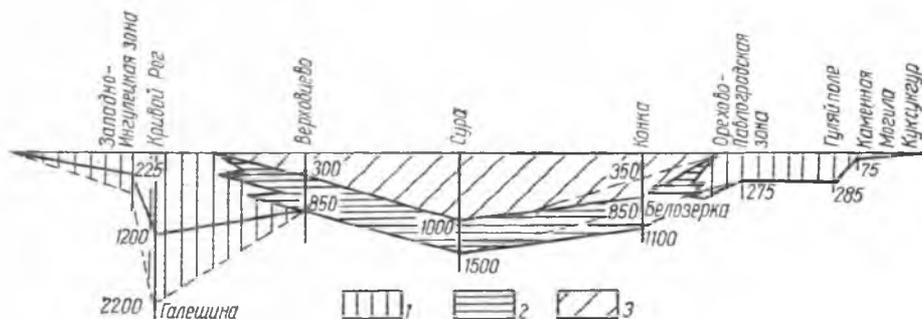


Рис. 2. Соотношение осадочного и вулканогенно-осадочного типов джеспилитовой формации в геосинклиальной системе Большого Кривого Рога.

1 — джеспилитовая формация осадочного типа в краевых зонах; 2 — джеспилитовая формация вулканогенно-осадочного типа во внутренних зонах; 3 — кроющая вулканогенно-терригенная подформация во внутренних зонах.

Пунктиром показаны мощности в Галещинском и Белозерском синклиниях. Цифры означают суммарные мощности формаций.

чение внутри толщи пород, относящейся к спилито-диабазовой формации. Только последняя имеет самостоятельное геолого-историческое значение внутри геосинклиального ряда литологических формаций.

В парагеосинклиальных — наиболее удаленных зонах (Западно-Ингулецкой, отчасти в Орехово-Павлоградской, Гуляйпольской, Западно-Приазовской, Мангушской, а также в Белоцерковско-Одесской геосинклиальной ветви) джеспилитовая формация подвергалась глубокому метаморфизму. Характерными минеральными ассоциациями в горизонтах железистых кварцитов и сланцев обычно являются магнетит, кварц, гиперстен, алмандин, амфибол, биотит. Последние два минерала, пожалуй, более характерны для переходной фации от амфиболитовой до гранулитовой. Железистые кварциты залегают здесь среди мигматитов и гнейсов. Нередко железистые кварциты и богатые руды ассоциируют с магнетито-гранато-пироксеновыми метасоматитами. Однако и в рассматриваемых районах среди железистых горизонтов отлично сохранилась первичная ритмическая слоистость в пироксено-магнетитовых кварцитах. Почти во всех этих районах железистые породы по совокупности признаков и соотношению их с вмещающими породами можно отнести к подлинной джеспилитовой формации, в основном осадочного типа. Но залегают они нередко в виде сравнительно маломощных горизонтов, линз и прослоев. Мощности их в этих зонах обычно резко падают по сравнению с мощностями джеспилитовой формации в пределах типичных геосинклиальных зон.

В основании верхней свиты криворожской серии Саксаганского района имеются железистые песчаники, состоящие из типичного обломочного кварца, сцементированного магнетитом. Магнетитовые и мартитовые оруденелые песчаники имеют бластосаммитовые структуры. Нередко песчаники ассоциируют с бурыми железняками, седиментационными

брекчиями и даже конгломератами. В совокупности они представляют базальный горизонт, фиксирующий крупный стратиграфический перерыв. Разумеется, эти породы нельзя отнести к джеспилитовой формации. Они указывают на существенное изменение условий осадкообразования железа, происшедшее после отложения средней свиты криворожской серии. Садка железа и псаммитового материала, образующих железистые песчаники, в отличие от условий образования хемогенных железистых пород джеспилитовой формации, происходила в мелководной, прибрежной зоне.

Основные выводы, вытекающие из приведенного обзора типов джеспилитовой формации, сводятся к следующему.

В Украинском щите выделяются два главных типа джеспилитовой формации: осадочный и вулканогенно-осадочный. Они формировались синхронно: первый — в краевых и внешних зонах геосинклинали, второй — во внутригеосинклинальных зонах. В пределах последних подлинная джеспилитовая формация располагается выше спилито-диабазовой и кварцево-кератофировой. Залегающие внутри спилито-диабазовой формации железистые породы имеют подчиненное значение и могут быть выделены лишь как подформация (табл. 2).

Таблица 2

Типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите

Геотектонический элемент	Тип джеспилитовой формации и его размещение			
	Осадочный криворожский	Вулканогенно-осадочный	Джеспилитовая подформация внутри спилито-диабазовой формации	
Внутригеосинклинальные синклинозные зоны	Нет	Южно-Белозерское месторождение, Тепловодская аномалия, Сура, Веселянский и Кирпотинский участки	Западно-Белозерский участок, Восточно-Грановский и Малотелонский участки. Чертомлык, Юльевка.	
Криворожско-Кременчугский краевой прогиб	Внутренняя криворожская зона	Криворожский бассейн, Желтореченское месторождение, Анновка, Ингулецкая синклиналь, Кременчугское месторождение, вероятно Херсонская аномалия	Нет	Горишни Плавни, юго-восточное замыкание Желтореченской синклинали
	Внешняя — Западно-Ингулецкая зона	Зеленовский, Артемовский, Камчатский, Ленинский, Гледовский и другие участки	Возможно Моисеевская аномалия	
Парагеосинклинальные зоны: Орехово-Павлоградская, Западно-Приазовская, Мангушская и другие	Васиновка, Терсянка, Гуляйполе, Каменная Могила, Корсак-Могила, Куксунгур, Мангушское месторождение	Не выявлен	Павловская и Новоданиловская аномалии	
Белощерковско-Одесская геосинклинальная ветвь	Володарка, Гайворон-Первомайский район, вероятно Одесская и Анапьевская аномалии	Не выявлены		

Приведенная классификация формационных типов должна совершенствоваться по мере накопления фактического материала.

Л и т е р а т у р а

1. Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. «Наукова думка», К., 1964.
2. Жуков Г. В.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 5. Изд-во АН СССР, М., 1962.
3. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
4. Каляев Г. И.— Сов. геология, 1962, 11.
5. Марков М. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
6. Плакссико Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
7. Семенов Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
8. Шатский Н. С.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, 4.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

А. В. ТАРХАНОВ

При рассмотрении генезиса железистых кварцитов обычно привлекались общие геологические данные. Мы, основываясь на замечании Ферсмана о том, что основная задача геохимического и практического изучения железа заключается в исследовании, когда и как сходятся

таблица 1
Медианы содержаний ферридов в железистых кварцитах (в %)

Элемент	Северное Криворожье	Северная Белозерка		Среднее содержание в литосфере по А. П. Виноградову
		Нижняя метабазитовая свита	Верхняя кварцито-сланцевая подсвита	
Ti	0,003	0,003	0,003	0,6
V	<0,001	0,001	0,003	0,015
Cr	0,001	0,002	0,002	0,02
Mn	0,02	0,03	0,03	0,09
Co	<0,001	<0,001	<0,001	0,003
Ni	0,001	0,003	0,003	0,008

и расходятся геохимические пути железа и его спутников, начали изучать распределение так называемых ферридов (титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта и марганца) в железистых кварцитах и вмещающих их породах, чтобы путем сравнения с железистыми осадками известного генезиса попытаться решить хотя бы отдельные вопросы сложнейшей проблемы происхождения железистых кварцитов докембрия. В табл. 1 показаны медианные значения средних содержаний ферридов в изученных нами районах. Как видно из таблицы, содержания ферридов в железистых кварцитах значительно ниже кларковых содержаний и примерно одинаковы для различных стратиграфических горизонтов. Возраст амфиболитов Северной Белозерки — 3000—3500 млн. лет, верхняя же кварцито-сланцевая подсвита параллелизуется со средней свитой криворожской серии с возрастом 2000—2500 млн. лет, и тем не менее железистые кварциты, залегающие среди этих пород, не отличаются по содержанию ферридов. Н. К. Коваль [5] приводит следующие средние арифметические содержания ферридов в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии (в %): титана — 0,006, ванадия — 0,002, хрома — 0,001, марганца — 0,03 и никеля — 0,003. Эти содержания также значительно ниже кларковых, хотя и несколько превышают содержания,

приведенные нами для Северного Криворожья. С. Ландергрэн (Landergrén) [21] указывает более высокие средние арифметические содержания для железистых кварцитов Центральной Швеции (в %): титана — 0,01, ванадия — 0,008, хрома — 0,005, марганца — 0,12, кобальта — 0,002, никеля — 0,003. Для кобальта эти содержания близки к кларковым, а для марганца даже несколько превышают их. Однако магнитные фракции из железистых кварцитов Северного Криворожья и Центральной Швеции характеризуются примерно равными содержаниями ферридов (табл. 2). Такое несоответствие объясняется, по-видимому, несколько различным составом сравниваемых пород. Так, например, в Северном Криворожье на участках переслаивания железистых кварцитов с биотитовыми слан-

Таблица 2

Медианы содержаний ферридов в магнитных фракциях железистых кварцитов (в %)

Элемент	Кривой Рог	Центральная Швеция
Ti	0,003	<0,01
V	<0,001	<0,001
Cr	<0,001	—
Mn	0,03	0,05—0,1
Co	<0,001	<0,001
Ni	<0,001	<0,001

Таблица 3

Средние содержания ферридов в прослерифейских железистых осадках (%)

Элемент	Морские шамозитовые руды Англии (С. Ландергрэн [21])	Озерно болотные юрские руды Финляндии (С. Ландергрэн [21])	Керченские руды (М. И. Кантор [4])
Ti	0,2—0,4	0,01—0,03	0,3
V	0,02—0,07	<0,001	0,08
Cr	0,01—0,03	<0,001	—
Mn	0,1—0,2	0,2—23,3	1,7
Co	0,02—0,03	0,013	0,01
Ni	0,01—0,02	0,004	0,02

цами содержание ферридов в железистых кварцитах несколько увеличивается при увеличении содержания в них биотита и амфиболов, тогда как содержания в магнитных фракциях из этих пород остаются постоянными для всего района.

На отдельных участках Северного Криворожья встречаются железистые кварциты с высокими концентрациями ферридов. Но, как нам удалось выяснить, повышение содержаний этих элементов связано с наложением процесса щелочного метасоматоза, заключающегося в замещении кумингтонита рибекитом, родуситом и кросситом с выделением свободного магнетита или в последовательном замещении кварца, амфиболов и железорудных минералов эгирином. Все новообразованные минералы имеют повышенные содержания титана, ванадия, хрома и никеля. На Первомайском руднике наложенные процессы привели к образованию богатых железных руд с содержанием ванадия по отдельным разрезам до 0,3—0,5%.

Более молодые железистые осадки (табл. 3) отличаются значительной пестротой набора элементов, содержание в них некоторых ферридов в сотни раз выше, чем в докембрийских железистых кварцитах. Состав конкретных ассоциаций элементов в таких рудах зависит от целого ряда факторов: среды, в которой происходила миграция и отложение элементов; состава пород, слагающих области сноса; расстояния областей накопления от береговой линии и многих других. Но во всех случаях, начиная с нижнего палеозоя, концентрация железа в осадках сопровождалась концентрацией хотя бы одного или нескольких его элементов-спутников.

Интересно, что даже в глубоководных осадках — железо-марганцевых конкрециях (табл. 4), несмотря на большие расстояния от источников сноса, происходит совместная концентрация разных по своей подвижности элементов — марганца и титана. Содержание всех ферридов в железо-марганцевых конкрециях выше кларковых.

Исходя из всего сказанного, можно утверждать, что характерной чертой докембрийских железистых кварцитов является дефицит ферридов по сравнению с литосферой и с более молодыми железистыми осадками. Особенно бедны железистые кварциты титаном, ванадием и хромом. Кларки концентраций этих элементов не превышают одной десятой,

Таблица 4
Среднее содержание ферридов
в железо-марганцевых конкрециях (в %)

Элемент	Тихий Океан (Е. Гольдберг [15])	Индийский Океан (Д. Н. Пачаджанов [10], Д. С. Николаев [8])
Mn	10,8—24,15	11,5—14,0
Ni	0,16—1,15	0,3—0,75
Co	0,066—0,71	—
Ti	0,3—1,2	1,44—1,77
V	—	0,01—0,06

для кобальта и никеля они составляют 0,1—0,3 и лишь кларк концентрации марганца приближается к единице.

Можно предположить, что недостаток ферридов в железистых кварцитах вызван выносом этих элементов в результате метаморфизма. Однако такому предположению противоречат: 1) равномерное распределение содержаний ферридов в горизонтах железистых кварцитов, протягивающихся на десятки километров; 2) одинаково низкие содержания

ферридов в железистых кварцитах, залегающих среди амфиболитов, биотитовых гнейсов, амфиболо-магнетитовых и хлорито-биотитовых сланцев, т. е. среди пород, подвергшихся разной степени метаморфизма; 3) высокие концентрации ферридов в амфиболитах (табл. 5), биотитовых сланцах и лептитах (табл. 6) по сравнению с залегающими среди них железистыми кварцитами. Это положение подтверждается также сравнением магнетитов из вмещающих пород и железистых кварцитов (табл. 7).

Таблица 5
Медианы содержаний ферридов
в амфиболитах железорудных
районов Украины (в %)

Элемент	Северное Криворожье	Северная Белозерка
Ti	0,3	0,1
V	0,03	0,02
Cr	0,06	0,2
Mn	0,03	0,03
Co	0,003	0,01
Ni	0,01	0,03

Таблица 6
Медианы содержаний ферридов в биотитовых
сланцах и лептитах (в %)

Элемент	Биотитовые сланцы		Лептиты Центральная Швеция (по С. Ландергрену)
	Северное Криворожье	Северная Белозерка	
Ti	0,3	0,2	0,05—0,1
V	0,01	0,05	0,005—0,01
Cr	0,006	0,08	0,001—0,005
Mn	0,06	0,06	0,01—0,05
Co	0,001	0,002	0,001—0,003
Ni	0,001	0,02	0,001—0,003

Если признать, что дефицит ферридов не является следствием метаморфизма, то объяснение его следует искать, по-видимому, в специфических условиях образования железистых кварцитов. При этом их характерные особенности можно связывать либо со специфическими условиями докембрийской атмосферы и бассейнов, в которых происходило осадконакопление, либо со способами образования, отличными от обычного осадочного процесса.

Рассмотрим возможности разделения железа и ферридов с этих двух точек зрения. Я. Н. Белевцев [2] образование железистых кварцитов объясняет появлением кислорода и переходом растворимых бикарбонатов закиси железа в нерастворимые гидроокислы. Другие авторы считают, что отложение железа происходило в относительно бедной кислородом среде за счет более легкой окисляемости железа в щелочных условиях. Так, например, Г. Лепп [22, 23] пишет, что в докембрии выветривание было близко к латеральному и способствовало накоплению алю-

миния и ванадия в остаточных продуктах, в то время как при относительном дефиците кислорода железо в бикарбонатной форме выносило вместе с кремнеземом грунтовыми водами в морские бассейны. Там в более щелочной среде железо медленно окислялось, образуя нерастворимые гидроокислы. Слоистость железистых кварцитов Т. Сакамото (Sakamoto) [24], придерживающийся той же точки зрения, объясняет сезонным колебанием рН. В сухой период года при рН около восьми выносятся кремнезем, а во влажный сезон при рН ниже семи — железо.

Таблица 7

Медианы содержаний ферридов в магнетитах Северной Белозерки (в %)		
Элемент	Железистые кварциты	Амфиболиты
Ti	0,003	0,2
V	0,001	0,03
Cr	<0,001	0,1
Mn	0,02	0,03
Co	<0,001	0,01
Ni	0,001	0,03

Таблица 8

Содержание ферридов в морской воде (в %)		
Элемент	Наблюдаемая концентрация в морской воде	Вычисленная предельная концентрация
Ni	$1 \cdot 10^{-8}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$
Co	$2 \cdot 10^{-9}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Ti	$< 5 \cdot 10^{-11}$	$4 \cdot 10^{-4}$

Опираясь на приведенные рассуждения, трудно представить себе возможность образования осадка, почти лишенного близких по химическим свойствам к железу элементов, при массовом осаждении гидроокислов железа, известных своей сорбционной емкостью. К тому же, основные породы, при разрушении которых образовались, по мнению некоторых сторонников этой гипотезы [2], железистые кварциты, содержат достаточно высокие концентрации ферридов (см. табл. 5). Нельзя объяснить дефицит ферридов и отделение их от железа на путях миграции некоторым различием их химических свойств. К. Краускопф (Krauskopf) [18, 19], изучавший факторы, контролирующие осаждение малых элементов, в том числе и ферридов, пришел к вполне обоснованному выводу, что концентрация их не контролируется низкой растворимостью образующихся соединений с ионами, присутствующими в морской воде. Вода далека от насыщения любым из этих элементов (табл. 8) [15]. Колебание рН и температуры оказывает локальное воздействие на растворимость соединений этих элементов, вода же остается недосыщенной ими при любых возможных в природе колебаниях рН и температуры. Концентрация металлов в море контролируется главным образом адсорбцией.

Следует отметить, что совместное нахождение железа и кремния также трудно объяснить только спецификой докембрийской атмосферы, ибо отложение железа в этом случае контролировалось бы или резким повышением окислительного потенциала атмосферы, или разностью значений концентрации водородных ионов в областях выноса и отложения. Значения рН, по мнению большинства авторов, были тогда ниже, чем в современных морских бассейнах. Растворимость же кремнезема в этих условиях не зависит ни от одного из указанных факторов. По данным Р. К. Айлера [1] и Г. Окамото [9], растворимость кремнезема не зависит от рН вплоть до девяти и колеблется при температуре 25° С от 100 до 150 мг/л (табл. 9).

В настоящее время все природные воды [25] недосыщены кремнеземом. Обычные грунтовые воды содержат до 35 мг/л, поровые воды — до 60 мг/л, вода морей значительно бедней кремнеземом (менее 15 мг/л). Бедность морских бассейнов кремнеземом при значительном сносе с

континентов объясняется [18] медленным процессом разложения кварца и силикатов по сравнению с быстрым разбавлением атмосферными осадками, медленным осаждением силикатов обычных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+}), адсорбцией твердыми взвешенными частицами в присутствии электролитов, а также деятельностью кремнийусваивающих организмов. Следовательно, в современных условиях не может образоваться хемогенный осадок кремнезема. Непосредственное осаждение гелеобразной кремнекислоты морской воды происходит только на некоторых участках, где подводная или прибрежная вулканическая деятельность приносит растворы с ненормально высокими содержаниями кремнезема.

В докембрийских условиях, возможно, существовали бассейны, насыщенные кремнеземом, так как в то время не было кремнийусваиваю-

Таблица 9
Растворимость кремнезема,
по Р. К. Айлеру (1959)

pH	Растворимость аморфного кремнезема при $t = 25^\circ \text{C}$, мг/л
1	140
2	150
3	150
4,2	130
5,7	110
7,	100
10,6	1120

Таблица 10
Растворимость кремнезема,
по К. Краускопфу (1963)

t , $^\circ \text{C}$	Растворимость аморфного кремнезема при pH=7, мг/л
0	50—80
25	100—140
100	360—420

щих организмов. Полагают, что в таких бассейнах и накапливались железисто-кремнистые осадки. Но в этом случае площади распространения осадков железа и кремнезема не могли полностью совпадать, так как их осаждение контролировалось бы совершенно разными факторами.

Граница осаждения железа определяется расстоянием от береговой линии, необходимым для окисления Fe, и зависит от разницы концентраций водородных ионов в водах континента и морского бассейна. Отложение же кремнезема не зависит от pH, а связано с общей концентрацией его в рассматриваемом бассейне. Таким образом, мы имели бы дело с широко развитой кремнистой формацией, только часть которой совпала бы с площадью распространения железистых осадков, что противоречит геологическим данным. Неверным оказывается и объяснение слоистости, предложенное Т. Сакамото [24], так как он опирается на неточные данные о растворимости кремнезема в зависимости от pH.

Согласно второй точке зрения на происхождение железистых кварцитов, источником элементов служили ювенильные воды, выносящие железо и кремнезем непосредственно из магматических очагов и из метаморфизуемых ими пород [16, 12, 13]. По нашему мнению, более широкий диапазон колебаний температуры, давления, концентрации и кислотности растворов, характерный для процессов, связанных с вулканической деятельностью, дает больше возможностей для объяснения генезиса слоистых железисто-кремнистых докембрийских образований, отличающихся по составу и содержанию химических элементов от всех более молодых железистых осадков. К сожалению физико-химические условия протекания таких процессов остаются до настоящего времени почти не изученными. Одним из аргументов в пользу второй точки зрения служат наблюдения в современных вулканических областях. По данным К. К. Зеленова [3], термальные воды выносят в бассейны огромные массы железа, кремнезема и алюминия. Например, речка Юрьева с дебитом $1,8 \text{ м}^3/\text{сек}$, образованная слиянием кислых источников вулкана Эбеко (Курильские острова), выносит ежедневно 35 т железа и 65 т алюминия,

осаждающихся на площади в 900 000 м². Анализ взвеси показал, что она содержит 18,9—36% Al₂O₃, 3—8 Fe₂O₃ и более 2% SiO₂. Температура растворов у выхода источников близка к 100°С, а рН колеблется от единицы до трех. Содержания малых элементов в растворах и осадках изучены очень слабо, отдельные авторы указывают на повышенные количества марганца, ванадия, свинца, цинка и других элементов.

Основываясь на рассмотренных геохимических особенностях докембрийских пород и приведенных данных о современных термальных источниках вулканических областей, можно попытаться проследить в общих чертах эволюцию кислого раствора, обогащенного железом, кремнием и ферридами, в докембрийском бассейне. Заметим, что при этом алюминий благодаря исключительно низким значениям рН среды будет находиться в истинных растворах, тогда как в нормальном осадочном процессе он мигрирует в основном в виде взвесей. С этим обстоятельством мы связываем особенности образующихся осадков при нейтрализации кислых вулканических растворов морской воды в отношении содержания в них малых элементов, в частности ферридов. Эти осадки могут мигрировать на значительные расстояния, так как гидроокислы алюминия, железа и особенно гель кремнезема способны долгое время удерживаться во взвешенном состоянии. К тому же, нейтрализация проходит очень медленно — количество воды, необходимое для повышения рН на единицу, исходя из определения рН как отрицательного логарифма концентрации водородных ионов, увеличивается в геометрической прогрессии со знаменателем десять.

На первом этапе осаждение Al₂O₃ вследствие повышения рН раствора до четырех-пяти сопровождается осаждением SiO₂ в результате падения температуры.

В образующихся таким путем глинистых отложениях обычно отмечается недостаток кремнезема, так как наиболее быстро избыточный по отношению к раствору кремнезем превращается в гель и выпадает в осадок только при рН = 5 ÷ 7. Гидроокись алюминия имеет большую сорбционную емкость. Благодаря такому свойству, она используется в промышленности для очистки вод и как носитель катионов в осадочной хроматографии [6]. Исходя из этого, можно достаточно обоснованно предположить, что находящиеся в растворе ферриды и небольшая часть железа будут сорбированы гидроокисью алюминия. Биотитовые сланцы и лептиты являются, по-видимому, метаморфическими аналогами глинистых осадков и поэтому содержат повышенные концентрации ферридов (табл. 6).

На втором этапе при значении рН = 5 ÷ 7 железо окисляется и выпадает в осадок. По данным К. Краускопфа [19] концентрация железа в растворе более 160 мг/л препятствует осаждению кремнезема и, следовательно, кремнезем будет выпадать в осадок после основной массы железа. При поступлении новых порций пресыщенного раствора концентрация железа вновь увеличивается, задерживая выпадение кремнезема в осадок. Возможно, такое ритмичное осаждение железа и кремнезема и есть причиной слоистости железистых кварцитов.

Образование тех или иных минеральных форм железа в осадке, как показали Р. М. Гаррелс, У. К. Крумбейн и Н. К. Хьюбер [20, 17], зависит от конкретных значений рН и *Eh* морского бассейна, причем остальные факторы (парциальное давление СО₂, температура, давление, соленость морской воды) при изменении в пределах, допустимых для поверхностных условий, не оказывают существенного влияния на поля устойчивости минералов. Таким образом, в результате процесса нейтрализации морской водой многократно поступающих кислых насыщенных вулканических растворов, могут образоваться осадки, представляющие собой переслаи-

вание слоистых железо-кремнистых пород с алюмосиликатными породами, обогащенными ферридами.

В данной работе мы попытались рассмотреть в самых общих чертах часть вопросов проблемы генезиса железистых кварцитов. Мы будем считать свою цель достигнутой, если нам удастся привлечь внимание геологов к дальнейшему изучению состава железных руд различного генезиса и хемогенных осадков, образующихся около очагов подводного вулканизма.

Л и т е р а т у р а

1. Айлер Р. К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. Госстройиздат, М., 1959.
2. Белевцев Я. Н.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 11.
3. Зеленов К. К.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, М., 1961.
4. Кантор М. И.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, М., 1937.
5. Коваль Н. К.— В кн.: Труды Воронежского университета, 62. Изд-во Воронежск. ун-та, 1963.
6. Копылова В. Д., Ольшанова К. М.— В кн.: Исследование в области ионообменной распределительной и осадочной хроматографии. Изд-во АН СССР, М., 1959.
7. Краускопф К. Б.— В кн.: Геохимия литогенеза. ИЛ, М., 1963.
8. Николаев Д. С., Ефимов Е. И.— Геохимия, 1963, 7.
9. Окамото Г., Окура Т., Гото К.— В кн.: Геохимия литогенеза. ИЛ, М., 1963.
10. Пачаджанов Д. Н. и др.— Геохимия, 1963, 5.
11. Сауков А. А.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, 5.
12. Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
13. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госнаучтехиздат, М., 1963.
14. Ферсман А. Е.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, М., 1937.
15. Goldber E. D.— Journ. of Geology 1954, 62, 3.
16. Hise V. C. R. Leith C. K. The geology of the Lake Superior region, 1911.
17. Huber N. K.— Economic Geol., 1958, 53, 2.
18. Krauskopf K. B.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, 9, 1/2.
19. Krauskopf K. B.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, 12.
20. Krumbein W. C., Garrels R. M.— J. of Geology, 1952, 60.
21. Landergren S.— In: Sweriges geol., Undersökning Arsbok 42, no 5, Ser. C. 1948. 496.
22. Lepp H.— Economic Geol., 1963, 58, 4.
23. Lepp H., Goldich S. S.— Geol. Soc. America Bull. 1959, 70.
24. Sakamoto T.— American Journ. of Science, 248, 7.
25. Sieve R.— American Mineralogist, 1957. 49.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ДЖЕСПИЛИТОВ

М. С. ТОЧИЛИН

Воронежский госуниверситет

Джеспилиты издавна привлекают внимание геологов своей необычной распространенностью и загадочной приуроченностью к докембрийским системам. В настоящее время они приобретают большое значение в качестве рудной базы развития черной металлургии в целом ряде государств, в том числе и в СССР. Поэтому вопросы генезиса джеспилитов в современных условиях имеют особенно важное значение. В связи с этим достойно похвалы возобновление дискуссии о происхождении

джеспилитов на страницах наиболее популярного зарубежного журнала «Economic geology».

В дальнейшем под джеспилитами мы будем понимать тонкополосчатые магнетито-гематитовые кварциты.

Образование джеспилитов неразрывно связано с особенностями развития земной коры в ранние геологические эпохи. Поскольку джеспилиты по своей массе в тысячи раз превышают общее распространение всех других вместе взятых рудных образований, то мы вправе говорить, что джеспилиты выражали собой главный рудообразовательный процесс, на определенных этапах развития земной коры. Можно с уверенностью говорить о том, что изучение природы джеспилитов внесет вклад в познание историко-геологических закономерностей формирования многих типов горных пород и приуроченных к ним полезных ископаемых.

Геологи часто и справедливо отмечают, что большая распространенность железисто-кремнистых формаций в докембрии отражает некую геологическую специфику древнейших эпох. Однако выяснение причин этой специфики докембрия обычно ограничивается рассмотрением только земных условий (палеоклимата, состава древней атмосферы, солёности мирового океана, длительности геологического времени и т. д.). В действительности же все крупные геологические события (тектогенез, магматизм, литогенез и др.) совершались под совокупным влиянием космических, геофизических и геологических факторов.

В образовании джеспилитов большую роль сыграли и химические свойства железа, которые наиболее эффективно проявились в создавшихся тогда термодинамических условиях земной коры. Поэтому для понимания условий образования джеспилитов необходимо исходить из правильных методологических положений, рассматривая этот вопрос в общей взаимосвязи всех тех явлений, которые привели к созданию формации джеспилитов и прекращению ее развития в истории Земли.

Рассмотрим с этой точки зрения проблему образования и эволюции джеспилитов.

Стратиграфическое размещение и структурно-формационное положение джеспилитов. Несмотря на общеизвестные трудности изучения докембрийских образований, к настоящему времени накопился достаточный фактический материал, который позволяет с известной определенностью решать вопрос о генезисе джеспилитов или, по крайней мере, об их формационном положении. Особенно большой интерес представляют новые данные по таким крупнейшим бассейнам, как Курская магнитная аномалия и Криворожский район, Карело-Кольский регион, Алтае-Саянская складчатая область, Центральный Казахстан, Корея, Китай, месторождения Южной Африки, Канадского щита.

Исключительный интерес для проблемы происхождения джеспилитов представляет недавняя работа Л. Н. Формозовой [10], посвященная железным рудам Северной и Центральной Швеции. Несмотря на трудности стратиграфической корреляции джеспилитовых формаций различных районов и континентов все же можно считать, что существующие в литературе высказывания по этому вопросу отражают в какой-то мере общее мнение исследователей. Значительным уточнением стратиграфических соотношений для этих формаций явилось определение их абсолютного возраста. Строго говоря, образование железисто-кремнистых формаций (джеспилитов, железистых кварцитов) не ограничивалось одним только докембрием. Они известны и среди палеозойских отложений до среднего девона включительно (Малый Хинган, Горный Алтай, Непал и др.).

Наиболее ранние джеспилитовые формации встречаются среди самых древних пород Земли. Примером может служить серия киватин на Канадском щите, нижний возрастной предел которой определяется

до 3,5 млрд. лет. На Южно-Африканской платформе железистые кварциты заключены в древнейших системах (себаквийской, буловайской), возраст которых порядка 3 млрд. лет. Среди этих древнейших пород в Родезии установлено четыре горизонта железистых кварцитов (джеспилитов) мощностью до 200 м, залегающих на разных стратиграфических уровнях. Широко распространены джеспилиты в древнейших образованиях Дхарварской системы на Индийской платформе. Но все же эпохой наибольшего накопления джеспилитов был нижний и средний протерозой. К этому времени относится образование самых крупных в мире железорудных бассейнов — Криворожского, Курской магнитной аномалии, Лабрадора и озера Верхнего, Бразилии, Южной Африки и многих других.

Вполне вероятно, что на разных континентах и даже в разных районах одного и того же континента образование джеспилитов в протерозое по времени не совпадало. Например, на Русской платформе все месторождения джеспилитов (Кривбасс, КМА, Карелия) могут быть отнесены к нижнему протерозою, тогда как месторождения провинции Минас-Жераис, Трансвааль, озера Верхнего (за малым исключением) тяготеют к среднему и верхнему протерозою.

Самым характерным признаком для всех без исключения месторождений джеспилитов является их структурно-формационное положение. Джеспилиты всегда тесно парагенетически связаны с формациями геосинклинального типа. Они встречаются во внутренних зонах геосинклиналей (эвгеосинклиналях) и даже чаще во внешних геосинклинальных зонах (миогеосинклиналях). В ряде случаев джеспилиты входят в формации типа наложенных мульд или синеклиз (Мезаби, Трансвааль, Минас-Жераис и др.). Однако и в этих случаях они пространственно приурочены к геосинклинальным формациям. Это обстоятельство имеет исключительно большое значение для понимания природы джеспилитов. Наиболее характерным примером формаций такого типа может служить комплекс хорошо изученных осадочных образований, развитых в горно-рудном районе Мезаби (штат Миннесота в США). Здесь на сложном дислоцированном архейском гранито-гнейсовом основании спокойно залегает толща кварцитов и кремнисто-глинистых сланцев, внутри которых залегает продуктивная свита. В минеральном отношении эта свита представлена гриналитом, миннезотаитом, стильномеланом и в небольшом количестве магнетитом и гематитом.

На примере района Мезаби разрабатывались классические гипотезы осадочного происхождения джеспилитов.

Анализ истории тектонического развития Канадского щита приводит к выводу, что месторождение Мезаби, как и другие аналогичные ему месторождения озера Верхнего, создавалось в платформенных условиях (в парагеосинклиналях), но под влиянием геосинклинального режима, который существовал тогда на полуострове Лабрадор или к юго-западу от него.

Источник железа для образования всех джеспилитовых формаций Канадского щита был один и тот же — подводный вулканизм. Значительно яснее, чем на Канадском щите проявляется влияние геосинклинального вулканизма на образование джеспилитов в Криворожском бассейне. Здесь в Криворожско-Кременчугской миогеосинклинальной зоне сосредоточены основные месторождения джеспилитов. К востоку от зоны расположена Базавлукская эвгеосинклинальная область, которая характеризовалась многократными излияниями лав и периодическими выбросами огромных масс пирокластического материала. А. А. Макухина [4], сопоставляя складчатость и петрографический состав железисто-кремнистых пород Криворожско-Кременчугской зоны с таковыми Базавлукской эвгеосинклинальной области (Верховцевский район), пришла к выводу

об одновозрастности этих двух комплексов. К такому же заключению пришел и Г. И. Каляев [2], который произвел подобные сопоставления для всего Большого Кривого Рога.

Эти весьма интересные новые данные позволяют не только понять генетическую связь джеспилитов с подводным вулканизмом, но и уяснить причины многопластового строения Криворожско-Кременчугского джеспилитового синклиория, где число рудных пластов почти точно соответствует числу подводных излияний лав в Базавлукской эвгеосинклинальной зоне. Среди геологов распространено мнение, что генетическая связь джеспилитов с вулканизмом может доказываться только в том случае, если джеспилиты непосредственно залегают внутри вулканических пород или где-то поблизости от них. Но это совсем не обязательно и даже не характерно. Как показывает изучение областей современного вулканизма, рудные компоненты могут перемещаться по воздуху и водой на большие расстояния от мест извержения, а сопровождающие вулканизм гидротермальные процессы бурно развиваются в течение многих десятков лет после прекращения вулканической деятельности.

Большой вклад в познание вулканической природы джеспилитов — недавно опубликованная статья Л. Н. Формозовой, которая произвела тщательные обобщения литературного материала на основе формационного анализа по железным рудам Швеции, приуроченным к лептитовым формациям. Она показала не только вулканогенно-осадочную природу знаменитого месторождения Кирунавара, но и переход его по простираюнию в железистые кварциты в пределах Центральной Швеции, где на месторождении Гренгесберг встречаются руды обоих типов.

Геологический, петрографический и минералогический анализ железисто-кремнистых формаций докембрия приводит к заключению, что все они были генетически связаны с подводным вулканизмом. Нет необходимости приводить общеизвестные факты залегания джеспилитов внутри самих вулканогенных толщ основного, среднего и кислого составов. Это очень хорошо видно на примере Базавлукского и Конкского синклиория Большого Кривбасса, гимольской серии Карелии, Карсакпайского синклиория, Лабрадорского трога, месторождений Китая, Кореи и т. д. Почти все месторождения джеспилитов архейского возраста приурочены к рассланцованным эффузивам.

Генетическая связь джеспилитов с эффузивами иногда выявляется не сразу. Так было в истории изучения Криворожского бассейна до разбуривания магнитных аномалий, расположенных к востоку от Криворожского синклиория. Долгое время была неизвестна генетическая связь железистых кварцитов КМА с вулканическими породами. Но в последние годы в Старооскольском районе в основании курской железорудной серии были обнаружены кварцевые порфиры, которые прежде назывались конгломератами. Совсем недавно на Чернянском месторождении в Новооскольском районе среди железистых кварцитов была вскрыта пачка амфиболовых и амфиболо-биотитовых сланцев (рассланцованных эффузивов) мощностью до 80 м. В Михайловском районе КМА средняя железорудная свита перекрывается эффузивными породами и их туфами.

До сих пор ни в Кривом Роге, ни на КМА не решена одна весьма важная петрографическая задача, которая имеет прямое отношение к проблеме генезиса джеспилитов. Речь идет о природе филлитовых сланцев, которые подстилают, переслаивают и местами перекрывают горизонты джеспилитов. Кремнеземистый материал этих сланцев в значительной степени имеет хемогенное происхождение, а природу слюдистоглинистых минералов следует более внимательно изучить с целью выяснения их пирокластического происхождения. Аналогичные по внешнему виду и минеральному составу филлитовые сланцы пирокластического

происхождения известны, например, среди слабометаморфизованных протерозойских толщ Печенгского синклинория на Кольском полуострове.

Особенности минерального состава джеспилитов. Во всей проблеме образования джеспилитов очень важное место должно отводиться выяснению природы магнетита и гематита, как важнейших рудных минералов. Мы неоднократно выступали в печати с утверждением, что оба эти минерала являются первичными в джеспилитах, не принимая, конечно, во внимание того магнетита, который мог образоваться в процессе метаморфизма за счет сидерита или лептохлорита. Мы приводили многочисленные примеры нахождения магнетито-гематитовых кварцитов среди слабо метаморфизованных пород. О первичной природе магнетита и гематита в джеспилитах достаточно убедительно говорят независимое их образование, характер включений в зернах кварца и отношение к метаморфизму.

Ярким свидетельством того, что магнетит и гематит способны выпадать из растворов, могут служить месторождения слабометаморфизованных кремнистых магнетито-гематитовых руд Алтае-Саянской горной области (Коргонское, Холзунское, Верхнекедровское и др.) и Центрального Казахстана (Западный Караджал, Большой Ктай, Восточный Караджал и др.), которые связаны с палеозойским вулканизмом.

Предположение о первичной гидроокисной природе магнетита и гематита в джеспилитах должно быть отвергнуто уже самим фактом раздельного и независимого их образования, на что впервые обратили внимание Ю. Ю. Юрк, Е. Ф. Шнюков и Н. А. Плаксенко [11, 7].

Превращение гидроокислов железа в гематит и, особенно, в магнетит требует весьма высоких температур порядка 800°C , что противоречит реальным условиям метаморфизма.

О первичной природе джеспилитов. Все сказанное о первичном характере магнетита и гематита в джеспилитах хорошо согласуется с их доорогенной (первичной) природой. Принято считать, что джеспилиты являются метаморфизованными продуктами железисто-кремнистых осадков. В действительности же они в основном первичные образования, в которых может быть только кварц претерпевал несколько стадий перекристаллизации. Самым надежным аргументом в пользу первичного характера джеспилитов служит тот факт, что к моменту отложения осадков верхней свиты кременчугские джеспилиты уже существовали. Об этом свидетельствует наличие в основании верхней свиты конгломератов, состоящих из обломков джеспилитов. Такие конгломераты были обнаружены Н. А. Плаксенко на КМА, М. Н. Доброхотовым в Кременчугском районе [1].

Возможность первичного образования джеспилитов вполне подтверждается существованием слабо метаморфизованных полосчатых гематито-магнетитовых кварцитов среднепалеозойского возраста в Атасуйском районе Центрального Казахстана. Однако лучшее свидетельство первичной природы джеспилитов — их залегание внутри эффузивных пород эвгеосинклинальных зон.

Считают, что джеспилиты эвгеосинклинальных зон имеют такое же хемогенно-осадочное происхождение, как и джеспилиты миогеосинклиналей. Однако этот вопрос требует серьезного изучения. Известно немало случаев, когда джеспилиты входят в состав эффузивных пород как рудные эквиваленты последних. В таких случаях взаимоотношения джеспилитов с вмещающими эффузивами характеризуются неразрывными сплошными контактами, например, на Кольском полуострове Оленегорское месторождение, Кольский фиорд, Вороньи тундры, где джеспилиты залегают в амфиболитах (измененных эффузивах), не нарушая сплошности контактов. Аналогичные явления описаны М. С. Марковым по Карсакпайскому синклинорию, где джеспилиты в разрезе чередуются с пор-

фироидами. Сюда же следует отнести и магнетитовые руды Кирунавара, а точнее все железистые кварциты лептитовой формации Балтийского щита.

Возможность магматогенного образования джеспилитов хорошо подтверждается существованием особой рудной магмы, ярким представителем которой является магнетитовый «поток» в третичных базальтовых лавах Чили, описанный Ч. Парком. При пониженных температурах эти железисто-кремнистые расплавы могут переходить в гидротермальные растворы, не изменяя своего состава. В магматогенных джеспилитах магнетит всегда преобладает над гематитом и, как правило, нет тонкодисперсного красного гематита.

При неполном отщеплении рудной магмы или джеспилитового расплава от родоначальной магмы образуются породы с большим содержанием магнетита. К числу таких пород относятся, например, магнетитовые кератофиры Нового Южного Уэльса в Австралии, которые содержат до 40% магнетита, магнетитовые кератофиры Северной Швеции, содержащие до 30% магнетита, диабазы печенгской серии и свиты Имандра-Варзуги на Кольском полуострове, в которых магнетит составляет до 20%. Известны многочисленные примеры обогащения магнетитом базальтов, габбро (феррогаббро) и т. д.

Механизм отделения окислов железа и кремнезема от магматических расплавов. Механизм отделения рудных эмульсий от расплава экспериментально изучен Л. Н. Овчинниковым [6], сплавлявшим гранит и базальт с известняком. По мнению Л. Н. Овчинникова, железо выносится из силикатных расплавов более сильным ионом кальция, который подавляет своей активностью химическую функцию железа, препятствуя вхождению его в решетку силикатов. В последних своих работах Л. Н. Овчинников придает большое значение экстракции металлов из расплавов водяными парами и газами, растворенными в расплаве. Допускается двойкий механизм извлечения и выноса металлов из магмы: 1) рудные капли увлекаются и коалесцируются пузырьками газа, аналогично промышленному процессу флотации; 2) при воздействии водяного пара металлы образуют легко растворимые в нем гидрооксокомплексы и не только выносятся за пределы расплавов, но и удаляются на значительные расстояния. Газы, по данным Л. Н. Овчинникова, легко экстрагируют рассеянные рудные элементы из твердых горных пород. Магнетит и моносulfид железа, по его экспериментальным данным, являются обособленными электронными жидкостями в силикатном расплаве, которые могут при благоприятных условиях легко отделяться от расплава.

Интересующая нас джеспилитовая система $FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$ рассматривается в литературе уже давно. Шмаль на основании измерения давления кислорода при изотермическом разложении Fe_2O_3 в присутствии SiO_2 установил, что Fe_2O_3 не взаимодействует с SiO_2 . Магнетит также устойчив в присутствии SiO_2 . Поэтому джеспилитовую систему $FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$ можно рассматривать как систему инертную, обособление которой от магматического расплава неизбежно ведет к образованию парагенетической ассоциации магнетит — гематит — кварц.

Экспериментальные плавки показали, что для отщепления от расплава такой гетерогенной системы необходимы следующие условия: наличие легко летучих веществ, и особенно фтора; более высокое содержание щелочей в сравнении с окисью кальция; наличие окислов железа высоких степеней окисления. О микрогетерогенных свойствах силикатных расплавов, приводящих к расслоению и ликвидации с отделением рудных жидких фаз достаточно убедительно пишут представители физико-химии металлургических процессов.

При гидротермальном переносе магнетита, гематита и кварца в мио-

геосинклинали одновременно могут перемещаться в растворах сульфиды, карбонаты и силикаты (лептохлориты), которые присоединяются к джеспилитовой ассоциации в процессе эволюции и геохимического преобразования излившихся в подводных условиях лав.

Земля в докембрии. Какие же условия способствовали образованию джеспилитов в докембрии? На этот вопрос геологи могут ответить, только привлекая данные геофизики и астрономии. В настоящее время геофизики высказывают два важных положения о Земле в докембрии. Первое из них затрагивает проблему изменения (сокращения) скорости вращения Земли в докембрии (протерозое), что явилось причиной грандиозных дислокаций земной коры, обусловивших большую проницаемость глубинного вещества (магматизм). Этому способствовало то обстоятельство, что сиалическая оболочка Земли имела совсем другую мощность, чем теперь, — она была тоньше.

В нижнем протерозое появились крупнейшие геосинклинальные системы, которые охватили почти всю земную кору и с особой силой проявились на территории Евразии, где были заложены Карельская, Курская, Криворожская, возможно Уральская, Северо-Казахстанская, Енисейская, Таймырская, Байкальская, Средне- и Центрально-Азиатская и др. геосинклинальные системы. Они возникли в связи с глубинными разломами планетарного протяжения, к которым были приурочены мощные излияния лав и интрузии основных и ультраосновных пород. Особенностью протерозойских геосинклиналей было их длительное развитие, измеряемое тысячами миллионов лет, тогда как в неогее, и особенно в позднем неогее (кайнозое), геосинклинальное развитие заканчивалось в десятки миллионов лет [8].

Почти повсеместное появление протерозойских геосинклинальных систем и длительный период их существования обусловили специфику геосинклинального магнетизма и его физико-химические особенности. Время наиболее грандиозного дробления Земли совпало, а может быть, частью было и обусловлено, с максимальным радиогенным разогревом ее в нижнем протерозое, о чем совершенно уверенно пишут геофизики [3]. В период максимального разогрева Земли в подкорковых горизонтах накапливалось большое количество летучих компонентов H_2O , CO_2 , HCl , HF и др.), которые способствовали процессам выплавления и расслоения (ликвации) силикатных магм с выделением рудной магмы типа Кируна (при наличии в магме фосфорного ангидрида) и железисто-кремнистых расплавов. За счет последних были образованы джеспилиты.

Л и т е р а т у р а

1. Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. «Недра», М., 1964.
2. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
3. Любимова Е. А. — ДАН СССР, 1956, 107, 1.
4. Макухина А. А. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
5. Марков М. С. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
6. Овчинников Л. Н. и др. — В кн.: Доклады советских геологов на 22-й сессии МГК. Изд-во АН СССР, М., 1964.
7. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского ун-та, 1966.
8. Салоп Л. И. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд-во АН СССР, М., 1960.
9. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
10. Формозова Л. Н. — В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. «Наука», М., 1965.
11. Юрк Ю. Ю. и др. Окислы железа Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, К., 1961.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Б. В. КАУКИН

ВСЕГЕИ

Основные вопросы. В последнее время значительно возрос интерес геологов к более углубленному изучению состава и происхождения железистых кварцитов. Большинство исследователей согласны, что железистые кварциты являются метаморфизованными морскими химическими осадками. В пользу этого убедительно свидетельствует залегание железистых кварцитов в виде выдержанных пластов, согласных с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами и прослеживающихся нередко на сотни километров. При микроскопическом изучении железистых кварцитов не наблюдается признаков обломочных текстур. Они не содержат обычных кластических минералов (примесей метаморфизованных песчаников) — циркона, рутила, ильменита и др. Однако остается много неясностей и противоречий в вопросах о причинах накопления огромных масс железистых кварцитов в докембрии и полного их отсутствия в последующее время, об источнике и форме переноса исходного материала, о способе осаждения и причине образования полосчатой текстуры железистых кварцитов. Все эти вопросы по-разному решаются сторонниками двух основных гипотез происхождения железистых кварцитов — терригенно-осадочной и вулканогенно-осадочной.

Терригенно-осадочная гипотеза. Сторонники терригенно-осадочной гипотезы — Н. М. Страхов [20], Н. А. Плаксенко [10], Л. М. Мартыненко [8], Ю. Г. Гершойг [4], Г. Джеймс (James) [28] и др. — считают, что железистые кварциты образовались при глубокой химической дифференциации продуктов континентального выветривания. По представлению большинства этих геологов, кремнезем и гидроокислы железа, высвобождавшиеся при процессах выветривания, переносились в водные бассейны поверхностными водотоками в виде коллоидных растворов и осаждались под действием электролитов морской воды. По мнению Н. М. Страхова [20], широкое распространение железистых кварцитов в докембрии можно объяснить низкой соленостью докембрийских морей, вследствие чего коллоиды железа и кремнезема успевали, не коагулируя, заноситься в сравнительно удаленные от берега и глубоководные части моря. С повышением солености морской воды в послепротерозойское время коллоиды железа стали осаждаться в мелководной прибрежной зоне. Осаждение кремнезема в послепротерозойское время стало возможным [18] только биогенным путем, так как морская вода резко недосыщена этим компонентом (0,5—3 мг/л при растворимости 100—120 мг/л).

В пользу терригенно-осадочной теории свидетельствует согласное пластовое залегание железистых кварцитов среди толщ нормальных осадков при отсутствии разновозрастных с ними вулканогенных пород. Такие взаимоотношения наблюдаются на многих крупнейших месторождениях железистых кварцитов мира: Кривой Рог, КМА, район Верхнего озера, район Минас-Джераис в Бразилии и др. Однако терригенная гипотеза наталкивается на непреодолимые трудности в вопросе о причинах накопления огромных масс железистых осадков в докембрии, тогда как в послепротерозойское время железо в поверхностных условиях вело себя как один из наименее подвижных компонентов и накапливалось в корах выветривания наряду с глиноземом. Лишь в условиях влажного климата и лесной растительности с кислыми грунтовыми водами железо приобретало некоторую подвижность, что, однако, не привело к образованию значительных концентраций этого металла (современные и древние озерные

руды Русской равнины). Малая стабильность коллоидных растворов и в связи с этим малая вероятность их транспортировки на большое расстояние заставляли некоторых сторонников терригенно-осадочной гипотезы (Грюнер, Мартыненко) предполагать существование в докембрии развитой наземной растительности, способствующей переходу железа в раствор или миграции его в виде коллоидов под защитой органического вещества. Однако это предположение противоречит твердо установленному палеонтологией факту, что первая наземная растительность появилась в нижнем палеозое, а значительного развития достигла только к концу девона. Не находит удовлетворительного объяснения с точки зрения терригенно-осадочной гипотезы и полосчатость железистых кварцитов.

Вулканогенно-осадочная гипотеза. Сторонники вулканогенно-осадочной гипотезы происхождения железистых кварцитов — Н. П. Семенов [16], Ю. Ир. Половинкина [11], М. С. Точилин [21], М. С. Марков [7], П. М. Горяинов [5], А. А. Сиворонов [17], А. М. Гудвин (Goodwin) [26] и др. — считают, что железо и кремнезем выносились в морские бассейны фумаролами и сольфатарами при подводной вулканической деятельности. Такая точка зрения позволяет избежать основных трудностей, стоящих перед сторонниками терригенно-осадочной гипотезы, — проблемы источника железа и кремнезема и способа их переноса до места осаждения. Полосчатость железистых кварцитов объясняется сторонниками вулканогенной гипотезы как проявление прерывистости вулканической деятельности, с чем связано периодическое поступление железа и кремнезема в морской бассейн. Главным подтверждением этой гипотезы считают то, что во многих случаях железистые кварциты встречаются среди мощных подводно-вулканогенных формаций (конкско-верховцевская серия Украинского щита, серия киватин Канадского щита, Карсакпайский район и др.). Однако вулканогенная гипотеза не может удовлетворительно объяснить ассоциацию самых крупных залежей железистых кварцитов КМА, Кривого Рога, Бразилии, Верхнего озера с нормальными песчано-глинистыми осадками при отсутствии одновозрастных эффузивов. Отнесение их к отдаленно-вулканогенным образованиям, как и само существование таких накоплений, крайне мало вероятно. Кроме того, вулканогенная гипотеза еще в большей степени, чем терригенная бессильна объяснить исключительную приуроченность железистых кварцитов к докембрию и полное отсутствие их среди более молодых отложений, несмотря на интенсивный подводный вулканизм, например, в Зеленокаменном синклиории Урала в палеозое или на Малом Кавказе в мезо-кайнозое. В то же время другие руды, связанные с подводным вулканизмом, например медноколчеданные, проявляют удивительное постоянство во времени и встречаются в подводно-вулканогенных формациях любого возраста, от архея (Канада, Швеция) и до кайнозоя (Япония, Югославия).

Возможная генетическая разновидность железистых кварцитов. В последнее время некоторые исследователи: Н. А. Плаксенко [10], Г. А. Гросс [27], Я. Н. Белевцев (устное сообщение) высказывали компромиссную точку зрения, согласно которой железистые кварциты можно разделить в генетическом отношении на две различные группы: нормальноосадочную, к которой относятся железорудные формации типа Кривого Рога, КМА и Верхнего озера, не имеющие в своем составе вулканогенных пород, и вулканогенно-осадочную группу, к которой следует относить железорудные формации, связанные с вулканогенными толщами (Приднепровье, Карсакпай, Киватин и другие). Однако полная идентичность железистых кварцитов этих двух групп формаций в отношении текстуры, химического и минерального состава и геохимических особенностей свидетельствует также об их генетической общности и делает указанную точку зрения маловероятной.

Возможные причины образования железистых кварцитов в докембрии. Нам кажется, что образование огромных масс железистых кварцитов в докембрии и совершенное их отсутствие в последующее время можно объяснить только особой геохимической обстановкой на поверхности Земли в докембрии, не повторявшейся в постлепротерозойское время и создававшей благоприятные условия для миграции железа в поверхностных условиях. С этой точки зрения необходимо обсудить два возможных варианта, отвечающих данному условию: 1) наличие в докембрии сильно кислых поверхностных вод ($\text{pH} \approx 3$), которые способны выщелачивать и транспортировать железо в окисной и в закисной форме даже в окислительной обстановке; 2) наличие в докембрии бескислородной атмосферы, богатой углекислым газом, что допускало стабильность закисной формы железа в поверхностных условиях и его высокую миграционную способность в виде бикарбоната.

Предположение с сильно кислой гидросфере. Данное предположение было выдвинуто Я. Н. Белевцевым, Ю. М. Епатко и К. А. Воробьевой [1], которые провели серию опытов по выщелачиванию железа, кремнезема и других компонентов из роговой обманки в водах с различным pH (от 1,5 до 12,0). Они пришли к выводу, что широкое распространение в гидросфере кислых вод с $\text{pH} < 4,5$ послужило причиной совместной и грандиозной по масштабам миграции железа и кремнезема. Распространение кислых вод в докембрии объясняется, по мнению названных исследователей, интенсивной вулканической деятельностью. Повышение в дальнейшем pH морских вод привело к выпадению в осадок колоссальных количеств железа и кремнезема. Однако представления о сильно кислой гидросфере в период накопления железистых кварцитов явно противоречат геологическим и геохимическим данным. Как известно, в сильно кислых средах глинозем столь же подвижен, как и железо, и предполагаемый процесс должен привести к совместному переносу и осаждению при повышении pH громадных количеств железа и глинозема. В то же время известно, что железистые кварциты чрезвычайно бедны глиноземом и образовались скорее всего в среде, в которой глинозем был очень мало подвижен. Да и само распространение сильно кислых вод в период образования железорудных формаций типа Кривого Рога и КМА, отделенных крупным перерывом от архейского вулканизма и не сопровождавшихся синхронной вулканической деятельностью, невероятно, так как в предполагаемых условиях сильно кислые воды, интенсивно выщелачивая катионы из обнажающихся пород, должны быстро нейтрализоваться.

Предположение о бескислородной атмосфере. По нашему мнению, наиболее удовлетворительное объяснение всех особенностей железисто-кремнистого осадконакопления в докембрии можно получить только с точки зрения существования в докембрии бескислородной атмосферы, богатой углекислым газом. Первое предположение в этом направлении было высказано, по-видимому, А. М. Мак-Грегором (A. M. Mac-Gregor) [27], который констатировал, что камнем преткновения всех теорий генезиса железистых кварцитов было то, что авторы их исходили из существования в докембрии окислительной атмосферы, аналогичной современной.

По мнению некоторых ученых, атмосфера образовалась за счет утечки газов из глубин Земли при вулканических явлениях [3, 13], а летучие составные части магмы, как известно, богаты углекислотой и совсем не содержат свободного кислорода. Предположение о древней бескислородной атмосфере поддержали многие геологи и геохимики [3; 19; 29; 32], а также биологи [9], которые утверждают, что жизнь в докембрии могла возникнуть только в восстановительной среде при отсутствии свободного

кислорода. Отдельные исследователи [13] выступают против существования восстановительной атмосферы в докембрии, так как некоторое количество кислорода могло образоваться при разложении водяных паров атмосферы ультрафиолетовым излучением Солнца. Однако Л. Беркнер и Л. Маршалл [2] подсчитали, что максимальная концентрация кислорода в атмосфере, которая может быть достигнута при этом, равна примерно одной тысячной современного содержания кислорода в атмосфере, и она не могла оказать заметного влияния на биологические и химические процессы на поверхности Земли.

Многие исследователи признают богатство докембрийской атмосферы углекислым газом. Предположение Г. С. Юри (Urey) [35] о том, что CO_2 не могла долго удержаться в атмосфере, ибо связывалась с кальцием по схеме



и осаждалась, встретило возражения В. В. Руби [13] и А. Ф. Тренделла (Trendall) [34]. Руби считает, что геологические данные противоречат предположению Юри: объем карбонатного осадконакопления в докембрии был незначительным, потому что высокое содержание CO_2 приводило к образованию легко растворимых бикарбонатов.

Все исследователи признают также, что переход от первичной или, как ее назвал А. М. Руттен (Rutten), доактуалистической бескислородной атмосферы к актуалистической окислительной атмосфере связан с возникновением и развитием фотосинтезирующих организмов в докембрийских водных бассейнах [3, 9, 32]. Прimitивные фотосинтезирующие организмы возникли, по-видимому, еще в раннем докембрии (архее). Так, Л. И. Салоп [14] указывает, что среди архейских образований распространены графитовые гнейсы с соотношением изотопов $\text{C}^{12} : \text{C}^{14}$ таким же, как в углеводе растительного происхождения. Руттен [32] приводит заимствованное у А. М. Мак-Грегора описание, архейских водораслевых известняков из Булавайо (Родезия), возраст которых превышает 2,7 млрд. лет.

Наконец, из кремнистых прослоев почти неметаморфизованной железорудной формации ганфлинт в районе Верхнего озера (возраст $1,9 \pm 0,2$ млрд. лет) П. Е. Клауд (Cloud) [25] детально описал хорошо сохранившиеся остатки микроорганизмов, которые он относит к низшим таллофитам (сине-зеленым водорослям и другим), имевших способность к фотосинтезу. Дж. Оро (J. Oro) и др. [13] установил при помощи хроматографического и масс-спектрометрического анализов, что черные кремни формации ганфлинт содержат углеводороды биологического происхождения. Это согласуется с микропалеонтологическими данными, указывающими на наличие в кремнях хорошо сохранившихся остатков микроорганизмов.

Возможность накопления железисто-кремнистых пород в условиях бескислородной атмосферы. Бескислородная атмосфера, богатая CO_2 была причиной того, что при процессах выветривания в докембрии железо не окислялось и не накапливалось вместе с алюминием в поверхностной корке, а переходило в раствор в виде бикарбоната совместно с Ca и Mg и могло беспрепятственно транспортироваться в водные бассейны поверхностными водотоками в двухвалентной форме. pH растворов, во всяком случае, не был сильно кислым или сильно щелочным, что препятствовало совместной миграции и осадению с железом глинозема, но не мешало миграции SiO_2 , растворимость которого мало изменяется в пределах pH от нуля до девяти [6].

В пользу переноса железа до места осаднения в виде истинных (ионных) растворов, а не коллоидов, убедительно свидетельствуют геохимические особенности железистых кварцитов, резко отличающиеся от

особенностей послепротерозойских оолитовых руд, для которых перенос железа в форме коллоидов и тонких взвесей не вызывает сомнения. Как известно, коллоиды железа сорбируют из растворов отрицательно заряженные ионы и поэтому все оолитовые руды характеризуются резко повышенным по отношению к кларковому содержанием фосфора (0,5—1%), ванадия (0,05—0,1%), иногда мышьяка (до 0,1%). Содержание же указанных элементов в железистых кварцитах на один-два порядка ниже, чем в оолитовых рудах, и значительно ниже кларкового. Только при отделении железа и кремнезема в виде истинных растворов могла быть достигнута столь резкая дифференциация Fe и SiO₂ от Al₂O₃ и TiO₂ и такая высокая стерильность от различных примесей, как это характерно для железистых кварцитов.

Растворимость бикарбоната двухвалентного железа близка к растворимости бикарбоната кальция (720 мг/л и 1100 мг/л при 18°С и 1 атм рСО₂ соответственно) и значительно выше растворимости кремнезема (100—140 мг/л). При высокой растворимости бикарбоната двухвалентного железа вряд ли оно достигало насыщения и химически осаждалось в виде сидерита совместно с кремнеземом. Однако выделение примитивными фотосинтезирующими организмами, заселявшими докембрийские водоемы, свободного кислорода в морскую воду вызывало немедленное окисление части железа и переход его в коллоидный гидрат трехвалентного железа. Кремнезем при достижении насыщения также переходил в коллоидную форму. Коллоиды, как известно, неустойчивы и даже незначительная концентрация электролитов в воде (200—300 мг/л NaCl [21]) вызывает их коагуляцию и осаждение. Даже при отсутствии электролитов, коллоиды железа и кремнезема, как имеющие противоположный заряд (гидрат окиси железа — положительный, а кремнезем — отрицательный), должны были коагулировать и осаждаться по принципу соосаждения.

Предположение об осаждении железа из морской воды кислородом, производимым фотосинтезирующими организмами, выдвинутое Мак-Греггором, впоследствии поддержали Г. Лепп и С. Голдич (Lerp and Goldich) [29] и П. Клауд [25]. Из него вытекает, что кислород первоначально полностью расходовался на окисление и осаждение железа и практически не попадал в атмосферу, которая таким образом могла сохранять восстановительный характер еще долгое время после возникновения фотосинтеза. Только после окисления основной массы железа и других элементов переменной валентности в морской воде и с увеличением количества фотосинтезируемого кислорода он стал проникать в атмосферу и накапливаться там.

Переход к кислородной атмосфере. По предположению различных исследователей, переход восстановительной атмосферы в окислительную, который чрезвычайно затруднил миграцию железа в поверхностных водах и привел к полному прекращению железисто-кремнистого осадконакопления, происходил в разное время.

А. П. Виноградов [3] считает, что переход от азотной атмосферы богатой СО₂ в кислородную произошел скачкообразно примерно 3 · 10⁹ лет назад при возникновении фотосинтезирующих растений, которые извлекли СО₂ из атмосферы и обогатили ее кислородом. Столь древний возраст окислительной атмосферы маловероятен, так как вряд ли примитивные фотосинтезирующие организмы уже вскоре после своего возникновения могли произвести такое большое количество кислорода, чтобы окислить колоссальные массы железа и других элементов переменной валентности в морях и на поверхности Земли. Скорее всего производимое при фотосинтезе количество кислорода первоначально было невелико и переход восстановительной среды на поверхности Земли в окислительную произошел постепенно, в течение длительного времени.

Г. Лепп и С. Голдич [29] указывают, что переход от восстановительной атмосферы к окислительной должен произойти в промежутке между образованием наиболее поздних железистых формаций и первых красноцветных типа иотния и торридона, т. е. от 1,7 до 1,2 млрд. лет. Руттен относит это событие к промежутку 2—1 млрд. лет назад. Р. Т. Кэннон (Саппон) [24], указывая, что красноцветные песчинки Мурува и Рорайма Британской Гвианы имеют возраст 2—2,5 млрд. лет, предполагает время перехода менее 2,5 млрд. лет. Отсюда видно, что с появлением красноцветных формаций железисто-кремнистое осадконакопление не прекратилось, как это считают Лепп и Голдич. В восточных районах СССР (Алтае-Саянская область, Малый Хинган) распространены железистые кварциты среди рифейских отложений, возраст которых лишь немногим превышает границу протерозоя и кембрия, т. е. 600 млн. лет. По-видимому, накопление железисто-кремнистых осадков полностью прекратилось только в конце верхнего протерозоя, а появление красноцветных формаций в докембрии не является доказательством преобладания окислительной обстановки на поверхности Земли. Оно лишь указывает на существование местных окислительных условий в отдельных водоемах, в которых они отлагались. Да и сами железистые кварциты представляют своего рода «красноцветные отложения», так как кремнистые прослои нередко имеют красную пигментацию распыленной окисью железа. Гораздо более обоснованно предположение Л. Беркнера и Л. Маршалла [2], которые считают, что в бескислородной среде в докембрии могли существовать только примитивные одноклеточные организмы с анаэробной формой энергетического облика. Еще Л. Пастер установил, что в начале кембрия содержание кислорода в атмосфере достигло критического уровня и составляло примерно 0,01 его современной концентрации, создав возможность для возникновения более совершенной аэробной формы обмена, присущей многоклеточным организмам. Следствием, как показали Л. Беркнер и Л. Маршалл, было внезапное и повсеместное появление в начале кембрия разнообразных многоклеточных организмов с твердым скелетом. Если предположение Л. Беркнера и Л. Маршалла справедливо, то преобладание окислительных условий в атмосфере должно установиться в конце протерозоя, незадолго до начала кембрийского периода. Это предположение согласуется с полным прекращением хемогенного железисто-кремнистого осадконакопления в конце верхнего протерозоя.

В это же время появляются первые коры выветривания с признаками накопления железа, например на Белорусской антеклизе под отложениями верхнего протерозоя (белорусская серия) и нижнего кембрия [12], свидетельствующие о том, что в конце верхнего протерозоя окислительные условия стали господствующими в атмосфере и гидросфере и железо в поверхностных условиях стало малоподвижным элементом.

Возможные причины полосчатости железистых кварцитов. Полосчатость, выраженная обособлением кварца и окислов железа — характернейшая особенность железистых кварцитов. Удовлетворительное объяснение причины полосчатости железистых кварцитов до сих пор не найдено. Вероятно, наибольшим признанием пользуются взгляды Э. С. Мура и Дж. Э. Мейнарда (Moore and Maynard) [30], которые объясняют образование полосчатости различной скоростью осаждения коллоидов кремнезема и гидроокиси железа. В опытах Мура и Мейнарда гидроокись железа в морской воде осаждалась за несколько дней, а кремнезем не осаждался полностью даже через несколько месяцев, в результате чего в осадке образовался сначала слой гидроокиси железа, а затем слой кремнезема. Однако получение наслоений при этом способе возможно лишь при периодическом поступлении соединений железа и кремнезема в бассейн осадконакопления отдельными, обособленными порциями, что трудно себе представить.

Т. Сакамото и А. Александров связывают образование полосчатости с раздельной миграцией железа и кремнезема в связи с сезонными изменениями рН грунтовых вод. Т. Сакамото [33] предполагал, что в условиях тропического муссонного климата железо мигрировало в кислых грунтовых водах во время дождливого сезона, а кремнезем — в щелочных грунтовых водах во время сухого сезона. Е. А. Александров (Alexandrov) [23] предполагал климат с чередованием теплых и прохладных сезонов. В теплый сезон с температурой выше 20°С гумусовые кислоты разрушаются, рН возрастает, что способствует выщелачиванию SiO₂ и накоплению железа — латеритизации. В прохладный сезон, когда температура падает ниже 20°С, создаются условия для накопления гумусовых кислот в почве, рН понижается и латеритизация сменяется подзолообразованием с выщелачиванием железа.

В целом предположения Т. Сакамото и Е. А. Александрова кажутся маловероятными. Вряд ли сезонные колебания рН были столь велики, чтобы вызвать раздельную миграцию кремнезема и железа, так как для миграции железа нужно рН меньше трех, а для кремнезема — больше девяти.

Мы считаем гораздо более правдоподобным предположение, что кремнезем и железо мигрировали совместно в одних и тех же растворах и поступали в бассейн непрерывно, где разделялись на отдельные слои в процессе седиментации. Осаждение железа контролировалось окислительным потенциалом среды, который определялся количеством кислорода, выделяемого в морскую воду фотосинтезирующими организмами. А последнее, как известно, испытывает резкие сезонные колебания с максимумами в теплый сезон, когда происходит цветение фотосинтезирующего планктона. Так, в Азовском море, по данным Н. М. Книпович [15], в периоды наибольшего развития фитопланктона пересыщение воды кислородом достигает 350% против нормальной. Осаждение кремнезема, не зависящее от присутствия кислорода, должно происходить непрерывно. Таким образом, периодическое изменение окислительного потенциала вызвало попеременное осаждение слоев гидроокислов железа с примесью кремнезема и слоев кремнезема с примесью гидроокислов железа. Однако внутри кварцитовых и рудных полос железистых кварцитов, мощность которых колеблется, как правило, в пределах от 1—2 мм до 2—3 см нередко отмечается дифференциация на тончайшие (первые десятки доли миллиметра) кремнистые и рудные слойки второго порядка. Образование этих тончайших полосок окислов железа и кварца, по нашему мнению, лучше всего объясняется взаимным осаждением разнозаряженных гелей железа и кремнезема. Слой кремнистого геля, имеющий на поверхности отрицательный заряд, вызывал осаждение слоя положительно заряженной гидроокиси железа и т. д. Точно также взаимным осаждением разнозаряженных коллоидов гидроокиси железа и силиката железа объяснил Беренд тончайшую концентрическую полосчатость железорудных оолитов [22]. Невыдержанность тончайших полосок железистых кварцитов даже в пределах одного шлифа свидетельствует против предположения об их связи с сезонными изменениями характера среды.

Эволюция железисто-кремнистого осадконакопления в докембрии. Из изложенного вытекает, что эволюция железисто-кремнистого осадконакопления теснейшим образом связана с возникновением и развитием фотосинтезирующих организмов в докембрийских водных бассейнах. До этого образование железисто-кремнистых осадков, очевидно, было невозможным из-за отсутствия кислорода. Первые железорудные формации (Примандровский район Балтийского щита, Белозерка на Украинском щите, серия киватин Канадского щита) образовались 2,5—3 млрд. лет назад, вероятно, вскоре после возникновения фотосинтезирующих растений в архее. Архейские железистые квар-

циты образуют, как правило, невыдержанные горизонты, подчиненные мощным толщам вулканогенных пород. В целом объем железорудного осадконакопления в архее был сравнительно невелик, что, вероятно, связано с интенсивным вулканизмом, подавлявшим нормальный осадочный процесс. Максимум железорудного осадконакопления приходится на средний докембрий или нижний протерозой (1,8—2,5 млрд. лет). В этот период образовались известные железорудные формации Кривого Рога, КМА, Верхнего озера, Бразилии. Все они залегают с четко выраженным размывом на архейских метавулканитах и представлены выдержанными мощными пластами железистых кварцитов и слюдистых сланцев (аргиллитов), прослеживающимися нередко на многие сотни километров. Широкое развитие железисто-кремнистого осадконакопления в нижнем протерозое связано с преобладанием благоприятного миогеосинклинального режима, слабо расчлененным рельефом областей сноса, поставляющих мало обломочного материала в бассейны осадконакопления, и широким площадным распространением выветривающихся высокожелезистых вулканитов архея. Реликты древних кор выветривания в основании нижнего протерозоя обнаружены на КМА и в Криворожье. В верхнем протерозое железистые кварциты встречаются в эвгеосинклинальных (Карсакпайский район) и в миогеосинклинальных (Малый Хинган) толщах, однако в целом объем железисто-кремнистого осадконакопления незначительный. Вероятно, миграционная способность железа в верхнем протерозое уже в значительной мере подавлялась возросшим количеством кислорода, производимого фотосинтезирующими организмами. В конце верхнего протерозоя образование железистых кварцитов становится невозможным вследствие перехода к окислительной атмосфере и резкого снижения миграционной способности железа в поверхностных условиях.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Воробьева К. А.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
2. Беркнер Л. и Маршалл Л.— За рубежом, 1966, июль, № 30.
3. Виноградов А. П.— В кн.: Химия земной коры, 2. «Наука», М., 1964.
4. Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 10.
5. Горяинов П. М. Железистые кварциты Приимандровского района и их формационное положение. Автореф. дисс. на соискание степени канд. геол.-мин. наук Воронежский ун-т, Воронеж, 1964.
6. Краускопф К. Б.— В кн.: Геохимия литогенеза. ИЛ, М., 1963.
7. Марков М. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
8. Мартыненко Л. И.— В кн.: Учен. записки Черновицкого ун-та, 8, в. 2. Изд-во Черновицкого ун-та, Черновцы, 1950.
9. Опарин А. И. Происхождение жизни на Земле. «Медицина», М., 1965.
10. Плаксенко Н. А. Главнейшие особенности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
11. Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с генезисом железистых кварцитов. Госгеолитиздат, М., 1952.
12. Ровнягина Л. Е., Янена Р. И.— В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии. Изд-во «Наука и техника», Минск, 1965.
13. Руби В. В.— В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
14. Салоп Л. И.— В кн.: Доклады сов. геологов XXII сессии МГК, проблема 10, «Геология докембрия». «Недра», М., 1964.
15. Сауков А. А. Геохимия. «Наука», М., 1966.
16. Семененко Н. П.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
17. Сиворонов А. А.— В кн.: Вестник Львовск. ун-та серия геол., в. 3. Изд-во Львовск. ун-та, 1965.
18. Страхов Н. М.— В кн.: Геохимия кремнезема. «Наука», М., 1966.
19. Страхов Н. М.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, 12.
20. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Изд-во АН СССР, М., 1947.
21. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.

22. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, М., 1955.
23. Alexandrov E. A.—Econ. Geol., 1955, 50, 5.
24. Cannon R. T.—Nature, 1965, 205, 4971.
25. Cloud E. P.—Science, 1965, 148, 3666, April.
26. Goodwin A. M.—Econ. Geol., 1956, 51, 6.
27. Gross G. A.—Economic Geol. Report 22, Ottawa, 1965.
28. James H. L.—Economic Geol., 1954, 49, 2.
29. Lepp H. L. and Goldich S. S.—Economic Geol. 1964, 59, 6.
30. Moore E. S. and Maynard G. E.—Economic Geol., 1929, 24, 3—5.
31. Oró J. a. o.—Science, 1965, 148, 3666, April.
32. Ritten M. G. The Geological aspects of the origin of life on Earth. Amsterdam—New York, 1962.
33. Sakamoto T.—Science, 1950, 248, 7.
34. Trendall A. F.—Geochim. et Cosmochim. Acta. 1966, 30, 435—437.
35. Urey H. S. Planets their origin and development. Yale Univ. Press. New Haven. 1952.

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ОСАДКОВ В ДОКЕМБРИИ

Э. М. ЛАПИЦКИЙ

Белозерская ГРЭ

Железистые кварциты — одна из характернейших фаций раннего этапа образования земной коры. Являясь сами полезными ископаемыми (не говоря уже о том, что с ними связаны крупнейшие запасы богатых железных руд), они издавна привлекали и продолжают привлекать внимание геологов. И, безусловно, вопрос об их происхождении продолжает оставаться одной из тем, которые вызывают жаркие споры и дискуссии. Но представить условия седиментации железисто-кремнистых осадков можно только в том случае, если наиболее достоверно будет установлен источник железа и кремнезема, а также среда, в которой происходили мобилизация и осаждение.

Одни считают, что источником железа и кремнезема явились продукты вулканической деятельности, а другие — продукты выветривания. Попытаемся оценить возможную роль каждого из этих факторов в образовании железистых кварцитов. Причем в основу по возможности будет положен фактический материал, который не допускает различного толкования.

М. С. Точилин [14] пишет, что джеспилиты переслаиваются с вулканогенными образованиями без каких бы то ни было следов стратиграфических перерывов; уже одно это подтверждает генетическую связь джеспилитов с вулканитами. Однако такое доказательство генетической связи железистых кварцитов с вулканитами не выдерживает никакой критики. Оно свидетельствует лишь о том, что вулканогенные породы и железистые кварциты образовались в водном бассейне. Генетическая связь между ними может быть, а может и не быть. Подобные доказательства не могут приниматься во внимание.

Как известно, продукты деятельности вулканов представлены в газообразном, жидком и твердом состояниях, т. е. в виде эксгаляций, гидротерм, лав, пеплов и т. д. В вулканических эксгаляциях летят газы, все породообразующие элементы и ряд микроэлементов. Не касаясь генезиса всех летучих, отметим, что, по единодушному мнению вулканологов, металлы, входящие в состав летучих, извлекаются кислыми газами из застывших частей лавовых потоков и пород жерла, через которые они проходят [13]. Следовательно, количества вынесенных элементов, в том числе

интересующих нас железа и кремния, будут определяться объемом пород, оказавшихся в сфере действия кислых газов, а также степенью их выщелачивания, которая для кислых пород может быть большей, чем для основных. Учитывая все это, надо признать, что эксгаляции не могут обеспечить значительных накоплений железа и кремнезема.

Несколько больший интерес представляет гидротермальная деятельность вулканов. С. И. Набоко [9] отмечает, что современный метаморфизм вулканических пород охватывает площади в несколько квадратных километров, а при тесном расположении вулканических аппаратов и районов разгрузки глубинных гидротерм — сотни квадратных километров. Глубина гидротермально измененных пород достигает километра и больше (до 1,5).

Как показали исследования гидрогеологов в областях новейшего вулканизма, вода гидротерм в основном вадозная и только в центральных вулканических аппаратах допустимо незначительное участие воды ювенильной — магматической [13]. Поэтому объем вынесенных компонентов при гидротермальной деятельности вулканов можно определить с большей или меньшей степенью точности. Например, для отложения 150-метровой толщи железистых кварцитов Белозерского железорудного района потребовалось бы полнейшее обеление на площади 1200 км² основных пород на глубину до 600 м, а кислых — на глубину до 2500 м (минимальные размеры площади обеления). На самом деле ее следовало бы увеличить в несколько раз. Все это практически означает, что с запада и востока района существовали бы сплошные зоны вулканизма шириной до нескольких десятков, а возможно, и сотен километров. Еще более невероятные данные получаются для других железорудных районов.

Рассматривая вопрос о выносе компонентов гидротермами, следует сразу оговориться, что это касается наземных вулканов. В подводных же условиях гидротермальная деятельность, как показали новейшие исследования К. К. Зеленова [7], почти не проявляется. Его наблюдения над подводным фумарольным полем на дне Кальдерного озера действующего вулкана Головнина говорят о том, что в местах интенсивного выхода газов из трещин образуется лишь незначительный черный налет сернистого железа и желтые пятна возгонов серы, в то время как по берегам озера располагаются обширные зоны осветленных пород. Аналогичные явления характерны и для прошлых геологических эпох. Среди наземных вулканических формаций встречаются многочисленные зоны «отбеленных» пород, известные под названием вторичных кварцитов. Следует отметить одну характерную их особенность, статистически подтвержденную огромным фактическим материалом: чаще всего вторичные кварциты приурочены к кислым эффузивно-эксплозивным комплексам, несравненно реже — к средним и крайне редко — к основным.

Наиболее правдоподобной причиной различия гидротермальной деятельности наземного и подводного вулканизмов следует считать (как это объясняет Н. М. Страхов в своем докладе на VI Всесоюзном литологическом совещании) различие в гидродинамике вод: при наземных извержениях метеорные воды, растворившие в себе компоненты вулканических эксгаляций, циркулируют в слоях вулканокластического материала и вызывают их интенсивное выщелачивание. В подводных условиях вулканические постройки сразу пропитываются водой, находящейся в них в застойном состоянии, к тому же карбонаты морской воды нейтрализуют те порции кислых дымов, которые растворились в пропитывающих туфы водах. В то же время, рассматривая классические примеры вулканогенно-осадочных железных руд (среднедевонские месторождения Лан и Дилл, Моравско-Силезской мульды, Тюрингии и Нижнего Гарца, эйфельские руды Алтая и некоторые другие), Н. М. Страхов признает,

что вещества, слагающие рудные тела, были доставлены в морскую воду гидротермами, генетически совершенно иными сравнительно с теми, какие известны в областях современного наземного вулканизма. Это были ювенильные воды, поднимавшиеся с больших глубин из остывшей массы внутрикорового магматического очага [13]. Однако такое предположение маловероятно.

Проще и достовернее объясняются накопления рудообразующих компонентов в указанных районах следующим образом. Вещественный состав рудовмещающих формаций во всех указанных случаях представлен подводными излияниями основной магмы с сопровождающими их основными, реже среднего состава туфами. При оседании в водном бассейне происходила дифференциация туфогенного материала — тяжелые элементы, в том числе и железо, опускались вблизи очагов извержения, а легкие частицы удерживались в водной среде дольше и разносились на большие расстояния, как например в золотых пеплах Келуда. Выносу железа из пеплов способствовала также кислая среда в непосредственной близости от очагов извержения. Все это наложило свои генетические особенности на железорудные месторождения, располагающиеся среди основных эффузивов и их туфов: они небольшие по размерам, локализируются вблизи очагов извержения, состоят из мелких линзообразных тел, содержание железа невысокое, чаще 20, редко 35—40%.

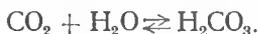
Некоторые геологи отводят большую роль в накоплении железа и кремнезема самой магме основного состава. М. С. Точилин [14], например, историю образования железистых кварцитов связывает с историей формирования пород спилито-кератофировой формации, причем вынос огромных масс рудных и нерудных компонентов в море объясняет тремя мощными процессами: 1) взаимодействием неограниченно больших масс воды с лавами; 2) глубокой химической переработкой лавовых покровов их же собственными газовыми и жидкими составляющими, которые способны выносить в виде фумарол и сольфатар колоссальные количества растворимых веществ; 3) относительной кратковременностью бурного протекания химических реакций.

Непонятно, какое отношение имеет относительная кратковременность бурного протекания химических реакций к накоплению рудообразующих компонентов. Что же касается взаимодействия воды с лавами и глубокой химической переработкой лавовых покровов, то это совершенно не подтверждается геологическими данными. Глубоко переработанные спилиты были бы уже не спилитами, из них сначала должны выноситься легко мигрирующие соединения, а потом уже железо и кремнезем, т. е. мы имели бы совсем другие породы. Однако спилиты, залегающие иногда совместно с железистыми кварцитами, ни в какой степени не подвержены выщелачиванию, не говоря уже о том, что во многих случаях их вообще нет.

Из всего сказанного следует, что вулканическая деятельность ни при каких условиях не могла обеспечить накопления огромнейших масс железисто-кремнистых осадков, но, безусловно, она способствовала увеличению общего баланса железа и кремнезема в бассейнах. К тому же она проявляется спорадически в пространстве и времени. Основным, а порою и единственным, источником железа и кремнезема могло быть химическое выветривание. Но прежде чем рассматривать особенности химического выветривания в докембрии, необходимо остановиться на особенностях гидросферы и атмосферы, так как они в основном и предопределили характер выветривания и условия седиментации.

Общепризнано, что докембрийская атмосфера по своему составу отличалась от современной. В первую очередь это касается содержания кислорода и двуокси углерода, которой было значительно больше, чем сейчас.

Двуокись углерода в воде растворяется в относительно больших количествах: в 100 мл воды в нормальных условиях при температуре 0° С растворяется 171 мл CO₂, а при температуре +20° С — 87,8 мл. Раствор углекислого газа в воде имеет слегка кисловатый вкус и обнаруживает слабокислую реакцию, обусловленную присутствием в растворе небольших количеств угольной кислоты H₂CO₃, образующейся в результате обратимой реакции



Равновесие этой реакции сильно смещено влево, так что не больше 1% растворенного CO₂ превращается в угольную кислоту. Соотношение форм производных угольной кислоты в зависимости от рН воды (по О. А. Алекину [1]) приведено в таблице.

Компонент	рН						
	4	5	6	7	8	9	10
[H ₂ CO ₃]	99,7	97,0	76,7	24,29	3,22	0,32	0,02
[HCO ₃ ⁻]	0,3	3,0	23,3	74,98	96,70	95,84	71,43
[CO ₃ ²⁻]	—	—	—	0,03	0,08	3,84	28,55

Практически угольная кислота при отсутствии нейтрализаторов может повысить кислотность среды до рН=4.

Характеризуя эволюцию гидросферы в истории Земли, Н. М. Страхов приходит к выводу, что к началу эпохи накопления железистых кварцитов (археозою) носителями кислотности в морских бассейнах были именно угольная и другие слабые кислоты, так как все сильные кислоты были нейтрализованы.

Максимальная кислотность, обусловленная слабыми кислотами, в истории гидросферы была кратковременной в результате интенсивного поступления в морские бассейны докембрия хорошо растворимых щелочных элементов, а также карбонатных и бикарбонатных солей, увеличивающих концентрацию ионов CO₃²⁻ и HCO₃⁻. К моменту образования железисто-кремнистых осадков кислотность среды, вероятнее всего, была незначительной. При этом в различные эпохи железорудного накопления она была также разной.

Присутствие в атмосфере значительных количеств углекислого газа способствовало гидролизу силикатов и других минералов пород, находившихся выше уровня вод, с образованием легко мигрирующих соединений, в том числе и гидрокарбоната железа.

О том, что железо откладывалось в форме карбоната, свидетельствуют:

а) почти постоянная ассоциация карбонатов с железистыми кварцитами. Правда, часто это уже не первичные карбонаты, а вторичные, образовавшиеся при регрессивном метаморфизме;

б) признаки осаждения карбоната железа даже в таких слабо метаморфизованных осадках, какими являются железистые кварциты Индии. Вот что по этому поводу пишет М. С. Кришнан [15]: «Яшмовые прослой сложены зернами аморфного кремнезема, содержащими также чешуйки и зернышки красного гематита. Местами наблюдаются более мелкие кристаллики магнетита, а также ромбики кремнекислоты. Доказано, что эти ромбические кристаллы раньше принадлежали сидериту и, следовательно, некоторое количество железа первоначально откладывалось в виде железистого карбоната»;

в) присутствием в слабо метаморфизованных докембрийских породах кремнистых сидеритов (формация Темискама — Канада, район Айрон-Каунти, штат Мичиган):

г) невозможность образования магнетита за счет гидроокислов железа при низких ступенях метаморфизма. Правда, некоторые исследователи, в частности Н. А. Плаксенко, придают большое значение восстановлению железа органическим веществом [12]. Однако убедительная критика такой концепции дана М. С. Точилиным [14]. К этому необходимо добавить следующее.

1. В кварцевых и рудных смежных слоях железистых кварцитов Белозерского железорудного района было определено содержание свободного углерода. В трех случаях из четырех его содержание в кварцевых прослоях оказалось в два раза большим ($\sim 0,1\%$), чем в магнетитовых ($\sim 0,05\%$), а в одном — примерно равные. Спрашивается, как могли наиболее высокие содержания органических веществ не восстановить ничтожных количеств окисного железа, представленного иногда в кварцевых прослоях гематитом, тогда как меньшие их содержания восстанавливали несравнимо большие количества окисного железа?

2. Закономерное уменьшение содержания свободного углерода в зависимости от увеличения в железистых кварцитах количеств гематита еще не говорит о генетической роли органических веществ. Оно может быть и следствием: чем больше гематита содержится в железистых кварцитах, тем более окислительной была среда и тем больше органических веществ окислилось до CO_2 , вследствие чего пропорционально уменьшилось содержание свободного углерода. Это же касается и содержания серы, которая связана в основном с легко окисляемым пиритом.

Есть основания предполагать, что свободный углерод в железистых кварцитах может быть и неорганического происхождения.

3. С двухвалентным железом ассоциируют одни элементы, а с трехвалентным — другие. Поэтому закономерные изменения содержания марганца, кальция, магния и других элементов в зависимости от соотношения магнетита и гематита в железистых кварцитах не доказывают одновременного образования этих минералов. При любом варианте генетических взаимоотношений гематита и магнетита может иметь место эта закономерность.

4. Н. А. Плаксенко отвергает возможность образования магнетита при метаморфизации сидерита только потому, что «магнетит не образует ромбоздров, аналогичных сидериту». Но если разобратся, то в природных условиях псевдоморфоз магнетита по сидериту и быть не может.

5. Попытаемся воссоздать ритмичность накопления железисто-кремнистых осадков, используя терминологию Н. А. Плаксенко. Начнем хотя бы с магнетитового прослоя. Он сформировался из железной взвеси и несколько ранее оседавших крупнохлопьевидных коллоидов железа. Затем отлагался прослой с железной слюдкой, образовавшийся из мелкоагрегатных и дисперсных коллоидных частиц гидроокислов железа, и, наконец, — прослой кварца. Следующий прослой, естественно, должен быть магнетитовым, но фактически он гематитовый. Получается парадокс: раньше железной взвеси из крупнохлопьевидных гидроокислов железа (по непонятной причине) из раствора выпали в осадок мелкоагрегатные и дисперсные коллоидные частицы гидроокиси железа, причем не адсорбировали (!) накопившуюся к этому времени органику.

6. Некоторые заключения о той или иной закономерности выведены на основании недостоверных данных. Например, «...сланцы, подстилающие толщу кварцитов, содержат значительно большее количество серы (пирита), нежели сланцы, перекрывающие ее. Так, среднее содержание серы, вычисленное по данным силикатных анализов, в близких по гранулометрическому составу сланцах составило: для сланцев подстилающих

0,34%, перекрывающих — 0,30%» [12, стр. 135]. Неужели 0,04% серы дают основание утверждать, что содержание ее в подстилающих кварцитах сланцах значительно большее?

В присутствии свободного кислорода, который занимает одно из ведущих мест в современной атмосфере, гидрокарбонат железа неустойчив: железо быстро окисляется и выпадает в осадок. В связи с этим возникает вопрос о кислородном режиме атмосферы докембрия.

Работы академиков А. П. Виноградова, А. И. Опарина, В. И. Вернадского и других доказывают, что весь свободный кислород атмосферы получается в результате фотосинтеза. Следовательно, в докембрийскую эпоху свободного кислорода в атмосфере было мало или не было вообще, так как образующийся при фотодиссоциации и фотосинтезе примитивных растений в незначительных количествах кислород расходовался на окисление.

Отсутствие свободного кислорода в атмосфере докембрия доказывается и геологической летописью. На Курской магнитной аномалии и в Кривбассе встречается метаморфизованная кора выветривания, которая содержит меньше железа, чем невыветренные породы. Интересные данные в этом отношении получены и в Белозерском железорудном районе. В западной части района скв. 446 встретила метаморфизованную кору выветривания грюнерито-магнетитовых кварцитов. Все составляющие компоненты амфиболов в основном вынесены; вынесена также значительная часть магнетита. В домеловой коре выветривания тех же кварцитов железо уже накапливалось.

В современной коре выветривания железо выносятся только в специфических условиях — в таежно-подзолистой зоне — и кислыми водами в зоне окисления сульфидных месторождений, когда образуется много серной кислоты. Однако таких условий не могло быть при выветривании в докембрии. Отсюда следует, что выветривание в докембрии во время накопления железисто-кремнистых осадков происходило в бескислородной среде.

Закисное железо, которое в противоположность окисному встречается преимущественно в силикатах, не могло в бескислородной среде окисляться до окисного, легко мигрировало и накапливалось в конечных водоемах. Окисное железо, если оно оказывалось в продукте химического выветривания, обволакивалось коллоидом гидроокиси кремния, выносились и откладывались вместе с ним, придавая впоследствии красный оттенок кварцевым прослоям. Вполне возможно, что часть окисного железа имеет и вулканогенное происхождение.

Что же касается кремнекислоты — второго основного компонента железистых кварцитов, — то она совершенно не реагирует на окислительные условия. Повышенные ее содержания характерны для кислых и щелочных сред; в первом случае это связано с мобилизацией кремнекислоты силикатов, а во втором — с растворением кварца. Академик В. И. Вернадский писал, что кремнезем имеется во всех природных типах вод.

В современных морских бассейнах кремнекислота в основном находится в состоянии истинного раствора, коллоидная составляет только около $\frac{1}{4}$ истинно растворенной [2]. Переходу коллоидной кремнекислоты в истинный раствор способствуют повышение температуры, фактор времени, нейтральные и щелочные среды, тогда как для кислой они являются препятствием. Поэтому соотношения различных форм кремнекислоты в природных водах докембрийских водоемов могли быть иными, чем сейчас, однако не исключено, что преобладала все-таки истинно растворенная.

Накопление кремнекислоты в докембрийских водоемах связано в первую очередь, с химическим выветриванием пород суши, а также с вулканической деятельностью, гальмиролизом.

Накопление кремнекислоты и бикарбоната железа происходило в специфических условиях докембрийских геосинклиналей в момент прогибания. Поступивший материал дифференцировался по весу и плавучести, и растворы, естественно, представляли крайний, наиболее глубоководный член в ряду седиментогенеза, располагаясь за глинистыми осадками. При этом происходило некоторое перекрытие или смешение глинистой фации с хемогенной. Следует также отметить, что в результате различных удельных весов кремнекислоты и гидрокарбоната железа максимумы их концентраций были несколько смещены в пространстве: максимум концентрации железа находился в более глубоководной части.

Железисто-кремнистые осадки — продукт определенных глубин. Для различных водных бассейнов была разной и глубина их образования. Переход от железисто-кремнистых осадков к другим в нормальном разрезе обязательно осуществляется через глинистые, мощность которых зависит от характера развития геосинклиналей (в одних случаях больше, в других — меньше, вплоть до самой незначительной). Если в период отложения железисто-кремнистых осадков проявлялась вулканическая деятельность, в геологическом разрезе может наблюдаться чередование железистых кварцитов с метаморфизованными эффузивами.

Осаждение кремнекислоты и гидрокарбоната железа происходило в основном независимо друг от друга из насыщенных или несколько перенасыщенных растворов. Когда к моменту отложения кремнекислоты содержание гидрокарбоната железа в растворе было еще незначительным, образовывались существенно кварцевые породы — безрудные и малорудные кварциты. При достижении определенной степени перенасыщения из раствора начинал выпадать в осадок карбонат железа:



Осаждение продолжалось до тех пор, пока выделившаяся двуокись углерода, растворяясь в воде, не приводила к установлению химического равновесия. Это соответствовало накоплению рудного материала такой мощности, которая впоследствии отвечала мощности магнетитовых слоек до 1—2 мм.

Повышение содержания иона HCO_3^- не могло сказаться на кремнекислоте, поэтому она продолжала осаждаться.

В связи с тем, что выделившейся двуокиси углерода в первый момент осаждения карбоната железа было немного, химическое равновесие вскоре нарушилось и началось опять осаждение сидерита. Так (пульсационно) осаждение продолжалось до тех пор, пока не исчерпалось все перенасыщение. В результате этого образовался рудный прослой со слоистостью второго порядка. Начало следующего рудного прослоя зависело от положения места отложения на седиментационном профиле: в наиболее мелководных участках моря, где перенасыщение кремнекислотой наступало быстрее, а бикарбонатом железа медленнее, ширина прослоя кремнезема, разделявшего два смежных рудных прослоя, получалась относительно большой. Дальше в глубь моря роль кремнекислоты уменьшалась, а бикарбоната железа — увеличивалась, в соответствии с чем уменьшалась и мощность прослоев кремнезема, разделявших два смежных рудных прослоя. Наконец, на некоторой глубине, где скорость насыщения бикарбонатом железа была примерно равна скорости образования сидерита, их мощность стала равна мощности слоев кремнезема второго порядка, которые при этом незначительно увеличились (до 2—3 мм), так как с глубиной несколько уменьшилась температура и повысилось давление. В этих условиях растворимость углекислого газа увеличилась, в растворе стало больше ионов HCO_3^- и на более длительное время устанавливалось химическое равновесие. Так образовались осадки, давшие впоследствии джеспилиты. Глубже кремнекислоты

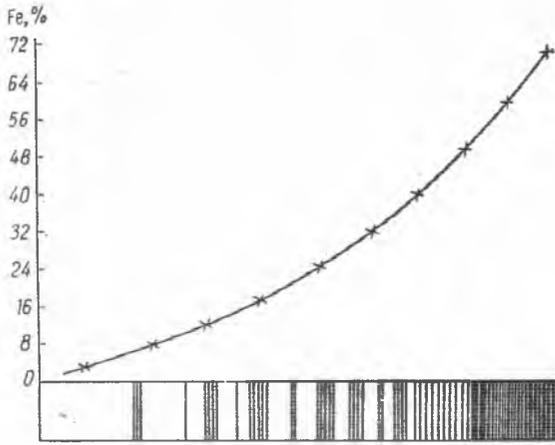


Рис. 1. График зависимости ширины слоев в железистых кварцитах от содержания железа. Черное — магнетит, белое — кремнезем.

становилось все меньше и меньше, а мощность прослоек тоньше, пока совсем не сошла на нет. Так отлагались тонкослоистые сидериты.

На рис. 1 графически изображена зависимость ширины слоев железистых кварцитов от содержания железа. До содержания железа 40—44%, отвечающего джеспилитам, зависимость построена на фактическом материале, выше — теоретически. Подтверждением теоретических рассуждений могут быть карбонатно-магнетитовые руды

КМА. Правда, Н. А. Плаксенко рассматривает их как аномалию на фациальном профиле, однако на самом деле они могут быть редко проявляющейся закономерностью.

На рис. 2 показаны циклограммы седиментогенеза характерных типов железисто-кремнистых осадков.

На границе глинистой фации и железисто-кремнистых осадков примешивался в незначительной мере пелитовый материал. При метаморфизме здесь образовывались силикаты.

В связи с тем, что в бассейне находились марганец, кальций, магний и другие элементы, естественно, они примешивались к осадку; поэтому формировались не чистые сидериты, а сидероплезиты.

Таким образом, в идеальной железисто-кремнистой хемогенной фации на одном конце располагаются чистые силицилиты, на другом — чистые карбонаты; а в промежутке между ними — слоистые смешанные породы с различной шириной слоев. В большинстве случаев представлена именно эта средняя часть, и то не всегда в полном объеме, что связано с колебаниями дна водных бассейнов. При поднятии дна происходило разбавление концентрированных растворов и прекращение железисто-крем-

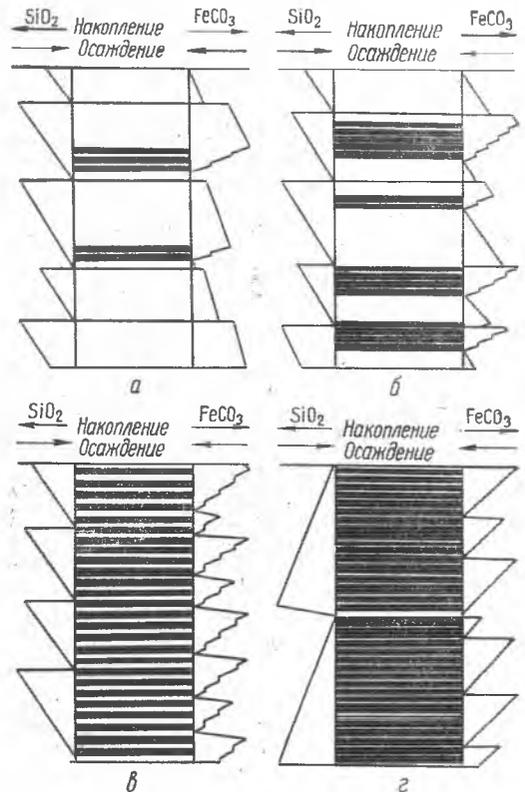


Рис. 2. Циклограммы седиментогенеза железисто-кремнистых осадков.

а — грубослойный малорудный железистый кварцит, б — разнослойный железистый кварцит (джеспилит), в — тонкослойный железистый кварцит (джеспилит), г — мономинеральные сидеритовые (сидерито-магнетитовые, магнетитовые) руды. Черное — сидерит (магнетит), белое — кремнезем.

нистого осадкообразования. Если воздымание было относительно медленным, то концентрация гидрокарбоната железа не могла быстро уменьшаться, вследствие чего в глинистой фации могло накапливаться некоторое количество карбоната. При метаморфизме в таких случаях образовывались сланцы с вкрапленностью магнетита. В некоторых условиях аналогичные сланцы могли образовываться во время прогибания.

Если воздымание прекращалось и дно начинало опять опускаться, отложение железисто-кремнистых осадков возобновлялось. Такое чередование поднятий и опусканий повторялось много раз. Примером может служить Кривбасс.

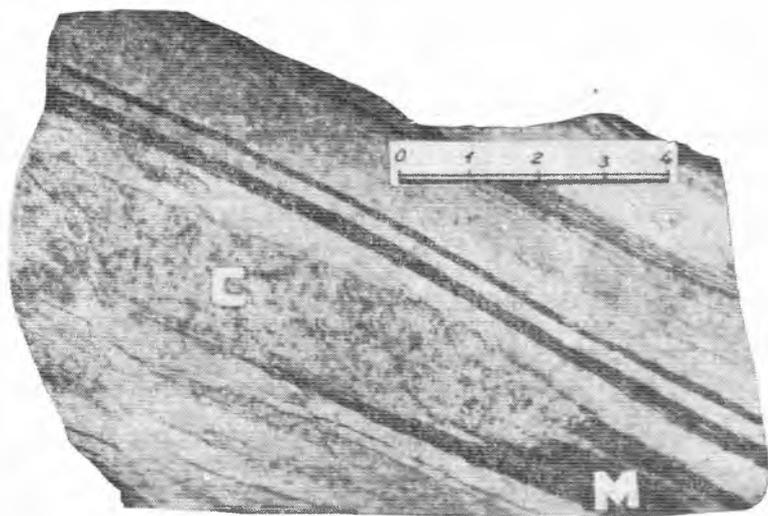


Рис. 3. Замещение сидероплезитом (С, серое) магнетита (М, черное) в железистом кварците. В прослое сидероплезита хорошо заметна точечная вкрапленность кристалликов магнетита. (Белозерский железорудный район, скв. 459).

На стадии метаморфизма создавались такие термодинамические условия, при которых сидерит оказывался неустойчивым и превращался в магнетит:



Окислителем при этом была двуокись углерода, которая в момент образования имела сильные окислительные свойства. Окисление не шло дальше стадии магнетита, потому что образовывалась также окись углерода, являющаяся восстановителем. Если по каким-то причинам она (окись углерода) могла быстро удаляться из сферы реакций, то одновременно с магнетитом мог образовываться гематит. Минимальная температура, при которой начиналось превращение сидерита в магнетит, зависела также от особенностей самого карбоната — его зернистости, химического состава, температуры образования и наличия воды. Равновесие реакции образования магнетита из сидерита практически сдвинуто вправо в связи с тем, что газообразные окись и двуокись углерода распространялись во вмещающие породы — мало растворимая в воде окись углерода в первую очередь.

При регрессивном метаморфизме растворенная в метаморфогенных водах двуокись углерода могла вступать во взаимодействие с магнетитом, вследствие чего образовывалось некоторое количество карбоната и гематита. Очень наглядно это проявляется на отдельных участках Бе-

лозерского железорудного района, где магнетит, гематит и карбонат располагаются в одном рудном прослое.

В некоторых случаях, когда окись углерода также оказывалась в сфере обратной реакции, происходило полное замещение магнетита карбонатом без образования гематита. На рис. 3 показано такое замещение. Необратимость процесса подтверждается наличием в карбонате относительно крупных рассеянных кристаллов магнетита, которых нет в прослое тонкозернистого магнетита.

На низких ступенях метаморфизма в геологических разрезах могут встречаться (и встречаются) наряду с магнетитом первичные карбонаты. Учитывая регрессивный метаморфизм, можно сделать вывод, что одновременно могут находиться первичный и вторичный карбонаты, магнетит и гематит.

Рассмотренное образование магнетита и гематита не исключает в железистых кварцитах их других генетических разновидностей.

Накопление огромных масс железисто-кремнистых осадков именно в нижнем протерозое объясняется:

а) благоприятной обстановкой выветривания горных пород. Более поздние эпохи характеризовались изменением окислительно-восстановительного потенциала атмосферы. С появлением в ней свободного кислорода уменьшается, а затем и прекращается образование полосчатых железистых кварцитов вследствие окисления закисного железа и перехода его в малоподвижную форму;

б) выветриванием мета- и ультрабазитов — пород, богатых железом и кремнеземом. В последующие геологические эпохи площади развития этих пород резко сокращались вследствие перекрытия их осадочными породами;

в) длительностью процесса химического выветривания, протекавшего в благоприятной обстановке.

Л и т е р а т у р а

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеиздат, М., 1953.
2. Бруевич С. В.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 4.
3. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолиздат, М., 1957.
4. Дзюценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», М., 1965.
5. Железорудные месторождения мира, 1—2. ИЛ, М., 1955.
6. Железистые кварциты и богатые железные руды КМА. Изд-во АН СССР, М., 1955.
7. Зеленев К. К.— В кн.: Труды ГИН АН СССР, в. 81. Изд-во АН СССР, М., 1963.
8. Набоко С. И.— В кн.: Труды Лаборатории вулканологии, 16, Изд-во АН СССР, М., 1959.
9. Набоко С. И. и Пийп Б. И.— В кн.: Труды Лаборатории вулканологии 19. Изд-во АН СССР, М., 1961.
10. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, М., 1963.
11. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. «Недра», М., 1965.
12. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
13. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
14. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
15. Кришнан М. С.— В кн.: Железорудные месторождения мира. 1. ИЛ, М., 1955.

ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КРЕМЕНЧУГА

И. Н. БОРДУНОВ

Институт геологических наук АН УССР

Железистые кварциты Кременчугского района добываются и используются как бедные железные руды для получения магнетитового концентрата. Кварциты сосредоточены в толщах джеспилитовой формации докембрийской складчатой области Криворожско-Кременчугского синклинария.

Нижним стратиграфическим членом осадочно-вулканогенного комплекса складчатой области служит метабазитовая формация. На ней несогласно залегают продуктивная джеспилитовая, а на последней — ритмическая (доломитовая) формации.

Мощность всего вулканогенно-осадочного комплекса пород в разных структурах складчатой зоны изменяется в больших пределах. Максимального значения — $4 \div 5$ км — она достигает в Кременчугской синклинали, из них на долю джеспилитовой формации приходится 1,5—2,0 км. При наибольшей мощности джеспилитовая формация Кременчугской полосы имеет также и наиболее полный разрез. В ней проявлены и трансгрессивные и регрессивные ряды осадков.

Важно отметить слабый метаморфизм пород этой полосы, не затушевавший исходных фациальных особенностей осадочных и эффузивных образований. По всему разрезу, почти на всей площади синклинали, породы джеспилитовой формации представлены филлитовыми сланцами, гематитовыми и железисто-карбонатными роговиками. В отличие от Криворожья здесь слабо выражены вторичные процессы окраскования пород, преобразующие карбонаты и силикаты железа в окислы и искажающие тем самым первичный состав метаморфических пород.

Одним словом, джеспилитовая формация Кременчугской полосы весьма благоприятна, прямо уникальна, для литолого-фациального исследования, определения генезиса и фациальных особенностей железистых кварцитов.

В джеспилитовой формации Кременчугского района хорошо видна ритмичность строения разреза разного порядка. В ней выделяются мезоритмы мощностью 600—800 м и подчиненные им микроритмы средней мощностью 100 м.

Четко картируются базальные горизонты конгломератов и песчаников, отмечающие перерывы в отложениях и несогласное залегание толщ. Ими начинаются трансгрессивные и ограничиваются сверху регрессивные ряды осадков в мезоритмах. В микроритмах и мезоритмах ярко выражены механические и геохимические фации осадконакопления, их последовательность и взаимосвязь.

Мезоритмы джеспилитовой формации использованы для стратиграфического выделения свит. Они состоят из нескольких микроритмов, приравненных к стратиграфическим пачкам. Первый (нижний) мезоритм включает двенадцать, второй (верхний) представлен пятью микроритмами пород разного состава.

Различаются полные пятипластовые и редуцированные двух-, трехпластовые микроритмы, расположенные по разрезу в определенной последовательности. Полные пятипластовые микроритмы занимают нижнюю и верхнюю части разреза мезоритмов, двух- и трехпластовые находятся в середине.

Пятипластовые микроритмы включают такие пласты: песчаниковый — сланцевый — железистый — сланцевый — песчаниковый.

Первые три пласта образуют трансгрессивный, последние два — регрессивный полумикроритм осадков. Из них верхний песчаниковый пласт является промежуточным. Им заканчивается подстилающий и начинается вышележащий микроритм. Следовательно, границу между микроритмами нужно было проводить посредине песчаниковых пластов по контакту нижней регрессивной и верхней трансгрессивной частей. Но, к сожалению, этого сделать пока нельзя, так как нет литологических исследований песчаников по каждой перебурившей их скважине. Поэтому приходится относить весь верхний песчаниковый пласт к вышележащему микроритму, проводя границу микроритмов по контакту сланцевых и песчаниковых пластов. Это, кстати, облегчает выделение микроритмов и по ним стратиграфических пачек сразу в полевых условиях.

Для полных пятипластовых микроритмов характерны сланцевые и железистые пласты. На контакте сланцевых пластов с песчаниками наблюдаются светлые серицитовые сланцы, несвойственные редуцированным микроритмам. Контакты железистых пластов и песчаников отличаются резким преобладанием джеспилитов и магнетитовых кварцитов, т. е. пород с окисными минеральными формами железа.

Таким образом, нижняя и верхняя части пятипластовых мезоритмов характеризуются развитием окисножелезистых кварцитов, песчаников, светлых и зеленых сланцев. Исходя из минерального состава, очевидно, первичные химические осадки магнетитовых кварцитов можно относить к продуктам окисножелезистой геохимической фации.

В отличие от крайних средние части мезоритмов представлены двухпластовыми пачками, состоящими из сланцевых и железистых пластов. Причем сланцы всегда темноцветные: биотито-хлоритовые, магнетито-хлоритовые, сидерито-хлоритовые, гранато-хлоритовые, куммингтонито-хлоритовые и другие, менее распространенные. Светлые серицитовые сланцы и песчаники здесь не встречаются.

Железистые пласты также своеобразны. Они представлены магнетито-сидероплезитовыми и тюрингито-сидеритовыми кварцитами, а один пласт в первом мезоритме — массивными колчеданами и пиритовыми туфобрекчиями. Очевидно, минеральная форма железа в кварцитах средней части мезоритмов иная, чем в нижней и верхней частях. Здесь химические осадки, вероятно, были представлены продуктами карбонатно-железистой, а временами и сульфидно-железистой геохимических фаций.

Если сравнивать железистые пласты по всему разрезу первого мезоритма, можно видеть изменения их состава от пачки к пачке, имеющие в нижней половине трансгрессивный, а в верхней — регрессивный характер. По минеральным формам железа здесь выделяются зоны окисных — карбонатных — сульфидных — карбонатных — окисных железистых кварцитов.

Во втором мезоритме сульфидных пород нет и ритмический ряд железистых кварцитов упрощен до трех минеральных зон: окисные — карбонатные — окисные.

Каждая зона с однотипной минеральной формой железа включает ряд микроритмов с железистыми пластами разного состава. Весь разрез джеспилитовой формации с выделенными мезоритмами, зонами минеральных форм железа и микроритмами (сверху вниз) представлен в таблице.

Литолого-фациальные особенности пород джеспилитовой формации наглядно раскрываются при сравнении микроритмов в порядке их залегания.

В основании первого мезоритма и всей джеспилитовой формации находятся базальные конгломераты, развитые наиболее полно в синклиналиях и выклинивающиеся в складках положительного знака. Это свидетельствует о несогласном и ингрессивном залегании джеспилитовой формации на подстилающих метабазах и гранитах. Базальные конгломераты сменяются сверху песчаниками, вместе с которыми образуют конгломерато-песчаниковый пласт. Выше микроритм продолжается сланцевым, тальковым и снова сланцевым пластами. В разрезе сланцевых пластов этого микроритма главное место принадлежит светлым серицитовым сланцам. Только в контакте с тальковым пластом они содержат небольшие пропластки темных биотито-хлоритовых сланцев. Конгломерато-песчаниковый, сланцевый и тальковый пласты образуют трансгрессивный ряд осадков первого микроритма, верхний сланцевый относится к регрессивному полумикроритму. Общая мощность первого микроритма (первой пачки) в синклиналиях равна 80—120 м. Нижняя его часть от конгломератов до талькового пласта относилась раньше к нижнему отделу или нижней свите криворожской серии.

Второй микроритм также пятипластовый. Снизу вверх в нем выделяются песчаниковый — сланцевый — железистый — сланцевый пласты. От подстилающего первого микроритма он отличается меньшей мощностью песчаникового пласта и отсутствием конгломератов. Не повторяются здесь, подобно другим пластам, тальковые сланцы; на их месте в середине микроритма находится железистый пласт однообразного состава. Представлен он хлорито-магнетитовыми кварцитами, содержащими до 30% зеленых сланцевых полосок. Мощность микроритма в синклиналиях равна 80—100 м.

Третий микроритм характеризуется полным набором пластов. Снизу вверх в нем залегают песчаниковый — сланцевый — железистый — сланцевый пласты. Все они видоизменены по составу в сравнении с одноименными пластами двух подстилающих микроритмов. Песчаниковый пласт становится маломощным (7—12 м) и расчлененным пропластками серицитовых сланцев. Слагается он почти нацело мелкозернистыми алевролитовыми песчаниками и часто теряется в разрезе среди светлых серицитовых сланцев. Псаммито-песчаники находятся в подчиненном количестве, а конгломератов вовсе нет. Железистый пласт наоборот увеличивается в мощности и отличается пестротой состава. В контактах со сланцами в нем развиты хлорито-магнетитовые кварциты, аналогичные кварцитам второго микроритма. Середину пласта занимают краснополосчатые магнетитовые кварциты, не наблюдавшиеся во втором микроритме. В их составе количество хлоритовых полосок убывает до 10%, а из рудных минералов наряду с магнетитом появляется гематит в виде красных включений в кварце. Средняя мощность третьего микроритма 60 м.

Приведенный разрез джеспилитовой формации Кременчугской полосы в пределах трех нижних микроритмов — уникальный для всей Криворожско-Кременчугской зоны. Пока нигде больше не известно

Зоны минеральных форм железа (геохимические фации)	Количество микроритмов в зоне	Количество песчаниковых пластов	Средняя мощность, м
Второй мезоритм (вторая свита)			
Окисная	2	2	100
Карбонатная	1	—	250
Окисная	2*	2	250
Первый мезоритм (первая свита)			
Окисная	2	2	120
Карбонатная	1	—	70
Сульфидная	1	—	200
Карбонатная	3	—	350
Окисная	5	3	350

трехкратное повторение песчаниковых пластов, служащих надежным литологическим критерием для выделения микроритмов и объединения их в трансгрессивную серию мезоритма.

Четвертый микроритм продолжает трансгрессивную серию осадков мезоритма. Песчаники и светлые сланцы в нем не наблюдаются, а сланцевый и железистый пласты видоизменились по составу. Сланцевый пласт образован лишь темными биотито-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами. В железистом пласте приконтактные части сложены кварцитами, уже встречавшимися в двух предыдущих железистых пластах. Середина представлена магнетитовыми краснополосчатыми джеспилитами, у которых кроме эмульсионного красного гематита содержится примесь синего пластинчатого гематита (железной слюдки). Хлорит не образует в них самостоятельных полосок, а содержится исключительно в виде рассеянной примеси. Эти джеспилиты свойственны только четвертому микроритму.

Изменения трансгрессивного характера продолжают и в пятом микроритме, представленном сланцевым и железистым пластами. Маломощный сланцевый пласт сложен зелеными хлоритовыми сланцами. В железистом пласте у контактов со сланцами повторяются разновидности кварцитов, наблюдавшиеся в предыдущих микроритмах. В середине пласта добавляется новая разновидность — сине-краснополосчатые тонкослонистые гематито-магнетитовые джеспилиты, аналогичные джеспилитам пятого железистого горизонта Саксаганского района Криворожья. В этих джеспилитах пластинчатый гематит (железная слюдка) является не примесью, как в джеспилитах четвертого микроритма, а главным породообразующим минералом. Содержание хлорита сводится в них до минимума. Под микроскопом встречаются лишь единичные чешуйки этого минерала.

Третий, четвертый, пятый микроритмы местами образуют мощную существенно железистую толщу с маломощными разделяющими сланцевыми пластами. Ими представлено Горишнеплавнинское месторождение магнетитовых кварцитов (ДнепроГОК) и Галещинское — богатых железных руд.

Пятым микроритмом завершается трансгрессивный ряд осадков с окисными минеральными формами железа. Выше разрез мезоритма продолжается тремя микроритмами карбонатно-железистых кварцитов и карбонатных железисто-алюмосиликатных сланцев. Из них шестой микроритм имеет промежуточный состав. В нем железистый пласт представлен существенно магнетитовыми кварцитами с примесью сидероплезита (5—8%). В хлоритовых сланцах сланцевого пласта в виде постоянной примеси содержится сидерит.

Следующий, седьмой, микроритм можно назвать существенно карбонатным. В железистом пласте здесь развиты магнетито-сидероплезитовые массивные и грубополосчатые кварциты с содержанием (по объему) 30—45% железистого карбоната и 15—20% магнетита. Магнетит представлен двумя разновидностями: пылевато-сростковой и октаэдрически-идiomорфной. Последняя образует порфиробласты размером 2—5 мм, ярко выделяющиеся на фоне афанитовых кварцитов. По внешнему виду породы очень похожи на кварциты шестого железистого горизонта Криворожского бассейна. Важно отметить вулканокластические альбито-туффиты, образующие в железистых кварцитах седьмого микроритма невыдержанные по простиранию линзы мощностью 20—40 см.

Восьмой микроритм представлен силикатно-карбонатными кварцитами и сланцами. В железистом пласте, отличающемся от всех других огромной мощностью (200—280 м), развиты тюрингито-сидеритовые

кварциты с примесью магнетита; в сланцевом пласте — темные сидерито-хлоритовые и куммингтонитовые сланцы.

Обращает на себя внимание пестрая картина метаморфизма пород трех последних микроритмов. Карбонатные кварциты и сланцы крыльев синклиналей замещаются по простиранию в антиклиналях куммингтонитовыми кварцитами и сланцами. Причем, независимо от степени метаморфизма, железистые кварциты трех последних микроритмов отличаются от нижележащих магнетитовых кварцитов повышенным содержанием германия.

Девятый микроритм не похож по составу пород на все предыдущие. Он характеризуется развитием колчеданов в железистом пласте и графито-биотито-хлоритовых сланцев в сланцевом. Характерно также наличие в сланцевом пласте толщи метабазитов, перебуренных скв. 808 в западном крыле Галещинской структуры. Состоит она из чередующихся прослоев амфиболитов и альбито-амфиболо-биотитовых сланцев.

Этим микроритмом завершается трансгрессивная половина первого мезоритма и начинается регрессивная. Между собой они отличаются не только особенностями разреза, но и площадью распространения. Трансгрессивный полумезоритм развит повсеместно и в синклиналях, и в антиклиналях. Регрессивная половина мезоритма в синклиналях представлена всего лишь тремя микроритмами, а в антиклиналях полностью выпадает из разреза вследствие фациального выклинивания и размыва.

В десятом микроритме железистый и сланцевый пласты представлены карбонатными породами: тюрингито-сидеритовыми и магнетито-сидероплезитовыми кварцитами, сидерито-биотито-хлоритовыми сланцами. В сланцах антиклинальных участков содержатся метровые прослойки песчаников.

Одиннадцатый и двенадцатый микроритмы составляют окисно-железистую минеральную зону регрессивного полумезоритма. Они характеризуются широким развитием магнетитовых кварцитов, постепенным возрастанием от ритма к ритму роли песчаников, увеличением мощности песчаниковых пластов и появлением конгломератов в них. Магнетитовые кварциты железистых пластов видоизменяются при этом существенно магнетитовых к преимущественно хлоритовым.

Регрессивная серия первого мезоритма ограничивается сверху конгломератами непостоянной мощности. В синклиналях они образуют толщу мощностью 40—50 до 200—220 м, в антиклиналях — выклиниваются, подчеркивая ингрессивное залегание второго мезоритма на первом.

Конгломераты, развитые внутри джеспилитовой формации, являются базальными для второго мезоритма, занимающего верхнюю половину формации (500—600 м). Ими начинается трансгрессивная половина второго мезоритма. У ее основания залегает первый микроритм в составе конгломерато-песчаникового, сланцевого, железистого и сланцевого пластов.

Следует отметить большое литологическое значение внутрiformационных конгломератов второго мезоритма, разделяющих джеспилитовую формацию на две части. Благодаря им и другим особенностям разреза впервые в Криворожско-Кременчугской зоне выделены мезоритмы и в их пределах — зоны минеральных форм железа, соответствующие осадочным геохимическим (железистым) фациям. Выделенные мезоритмы и геохимические фации в них в свою очередь помогают глубже расшифровать состав микроритмов и причину наблюдаемых различий между ними.

Первый микроритм с конгломератами в основании является преимущественно сланцево-песчаниковым. Маломощный железистый пласт (7—12 м) составляет не более 5% разреза этого микроритма. Сложен он хлорито-магнетитовыми кварцитами, содержащими тонкие полоски и метровые пропластки зеленых биотито-хлоритовых сланцев.

Второй микроритм — трехпластовый. Состоит он из песчаникового, сланцевого и железистого пластов. В отличие от первого микроритма основную часть разреза в нем составляет железистый пласт мощностью 30—50 до 240 м. У контактов со сланцами пласт сложен хлорито-магнетитовыми кварцитами, середину занимают гематито-магнетитовые кварциты и сине-краснополосчатые джеспилиты. Наибольшее развитие эти породы получили на Еристовском и Галещинском участках. Ими, в частности, представлено крупное Еристовское месторождение.

Рассмотренные два микроритма образуют зону окисных минеральных форм железа второго мезоритма с магнетитовыми кварцитами, джеспилитами, конгломератами, песчаниками и светлыми серицитовыми сланцами в разрезе.

Третий микроритм относится к карбонатно-железистой минеральной зоне. Он сложен мощным железистым и тонким подстилающим сланцевым пластом. Преимущественным развитием здесь пользуются магнетито-сидероплезитовые и тюрингито-сидеритовые кварциты.

Далее идут два завершающих микроритма верхней части джеспилитовой формации с магнетитовыми кварцитами и джеспилитами в железистых пластах, мощными сланцевыми пластами, содержащими темные хлоритовые и светлые серицитовые сланцы, а также с конгломерато-песчаниковыми пластами.

По характеру изменений песчаниковых, сланцевых и железистых пластов четвертого и пятого микроритмов безошибочно определяется регрессивный ряд верхней половины второго мезоритма. Как и в первом мезоритме, регрессивный полумезоритм представлен полностью только в синклиналиях; в антиклиналиях он выпадает из разреза вследствие размыва и фациального выклинивания.

Регрессивный ряд второго мезоритма завершается перерывом и структурным несогласием, литологическим признаком которого служат базальные конгломераты вышележащей Ингулецкой серии (доломитовой формации).

В приведенном сложноритмическом разрезе джеспилитовой формации Кременчугского района, в ритмах разного порядка раскрывается удивительная закономерная взаимосвязь механических и геохимических фаций с четким разграничением участков чистого их проявления и смешанного осадконакопления.

В микроритмах происходили процессы пластообразования (слоеобразования), вызванные качественными изменениями механических осадков от грубообломочных к песчаным, глинистым и тонким углисто-глинистым с постепенным замедлением скорости их накопления. Образование конгломерато-песчаниковых пластов, начинающих микроритмы, очевидно, проходило при поступлении больших масс галечников и песков подавляющих и разубоживающих железисто-кремнистые хемогенные осадки.

Сланцевые пласты в трансгрессивных рядах микроритмов отражают переход от песчаных к глинистым осадкам с постепенным уменьшением скорости накопления последних. Замедление механического осадконакопления создавало условия для образования смешанных химических и механических осадков с постепенным изменением соотношений в пользу химических железисто-кремнистых продуктов в них. Изменения этих соотношений в сланцевых пластах сейчас можно определять по изменению содержания глинозема и железа в разрезе. В околослани-

никовых серицитовых сланцах устанавливается десятикратное преобладание молекулярных количеств трехоксида алюминия над суммой закисного и окисного железа. У биотитовых сланцев, развитых в середине сланцевых пластов, это соотношение выравнивается до единицы, а вблизи железистого пласта (у магнетито-хлоритовых сланцев) — железо в восемь — десять раз превышает содержание глинозема. Весовое содержание Al_2O_3 уменьшается по разрезу от 23—27 до 3—5%; при этом $FeO + Fe_2O_3$ возрастает от 2—3 до 20—25%.

Железистые кварциты, судя по их составу, отражают проявление геохимических фаций в наиболее чистом виде с незначительным участием механических глинистых примесей. Содержание последних в железистых кварцитах определяется малым количеством железистых алюмосиликатов: хлорита и биотита.

В регрессивную половину микроритма механические примеси в железисто-кремнистых осадках постепенно возрастали и развивались в обратной последовательности — от глинистых к песчаным.

Приведенные фактические данные позволяют считать, что в основе процессов пластообразования лежит механическая осадочная дифференциация вещества с циклическим рядом фаций: псефиты — псаммиты — алевроиты — пелиты — углистые пелиты — пелиты — алевроиты — псаммиты. При этом видное место занимало химическое осадконакопление, осадки которого то подавлялись большими массами галечников и песков, то образовали смесь переменного состава — от существенно илистых до равновесных и чистых железисто-кремнистых.

Под влиянием диагенеза и метаморфизма смешанные осадки микроритмов по-разному преобразовывались в зависимости от исходного состава. Породы песчаниковых и железистых пластов изменены меньше и сохраняют многие свойства исходных осадков, по которым легко определяется их фациальная принадлежность.

Более значительные минеральные изменения, затушевавшие литолого-фациальные особенности исходных смешанных осадков, произошли в сланцевых пластах. Здесь возникли железистые алюмосиликаты (хлорит, биотит), карбонаты, гранат, куммингтонит и другие вторичные породообразующие минералы.

Железистые алюмосиликаты сланцев, подстилающих железистые пласты, послужили в свое время основанием для выделения в Кривом Роге и на КМА железисто-силикатной геохимической фации, как предшественницы фации окисной (Белевцев, 1947; Плаксенко, 1959).

Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон (1955) показали, однако, что лептохлориты и сидерит могут возникать в осадках при диагенезе под влиянием восстановительного действия углистых примесей за счет находящегося в растворе Fe_2O_3 , SiO_2 и Al_2O_3 .

Анализ микроритмов джеспилитовой формации Кременчугской полосы показывает приуроченность железисто-алюмосиликатных сланцев к участкам накопления углисто-пелитовых примесей, которые в трансгрессивных полумикроритмах отлагались вслед за псаммитами и алевролитами, а в регрессивных — предшествовали им. Темноцветные хлоритовые сланцы характеризуются ощутимым содержанием железа, глинозема и графитита.

Приведенное описание мезоритмов указывает на проявление в джеспилитовой формации Кременчугского района лишь трех геохимических железистых фаций: окисной, карбонатной и сульфидной. В первом мезоритме, имеющем наиболее полный разрез, наблюдается такой циклический парагенезис этих фаций: окисная — карбонатная — сульфидная — карбонатная — окисная. Во втором мезоритме проявлялся сокращенный трехчленный вариант указанного парагенезиса с участием лишь двух фаций: окисная — карбонатная — окисная.

Таким образом мезоритмы отличаются от микроритмов не только масштабами накопления осадочных толщ резко различной мощности, но и фаціальными парагенезисами. Каждый микроритм отражает один цикл механических фаций и какой-либо фрагмент геохимической фации. Мезоритм более сложен. Он соответствует циклу геохимических фаций, в течении которого многократно повторялись и накладывались циклы механических фаций с производными процессами пластообразования.

Можно предполагать при этом, что циклическая смена осадочных фаций вызвана колебательными тектоническими движениями подвижной зоны, изменениями (в связи с этим) глубины бассейна осадконакопления и обусловлена в конечном итоге активизацией вулканизма при погружениях. Последнее подтверждается наличием вулканитов в трансгрессивных сериях осадков.

О ВУЛКАНОГЕННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ КВАРЦИТОВ КМА

В. Н. ГУСЕЛЬНИКОВ

НИИ КМА

В пределах Курской магнитной аномалии к настоящему времени выделяются докембрийские железорудные образования магматического, контактово-метасоматического, гидротермального, вулканогенно-осадочного и терригенно-хемогенно-осадочного происхождения [9, 13]. Генетические и возрастные взаимоотношения между ними в большинстве случаев остаются невыясненными, что значительно затрудняет металлогеническую оценку территории.

Из известных ныне железорудных образований КМА наибольший практический интерес представляют железисто-кремнистые формации архея и нижнего протерозоя. При этом основное минеральное богатство КМА связано с джеспилитовой формацией Курской метаморфической серии, в которой заключены колоссальные запасы железистых кварцитов, по М. И. Калганову, свыше 10 000 млрд. т. В данной статье сделана попытка подчеркнуть некоторые особенности химизма и рассмотреть взаимоотношения этой формации с другими типами докембрийских железорудных образований и изверженными породами основного состава, а также привести некоторые факты в пользу вулканогенного происхождения железистых кварцитов КМА. Необходимость в этом давно назрела, так как большинством исследователей железистые кварциты КМА все еще считаются хемогенными осадками, в которых основная масса железа и кремнезема имеет терригенное происхождение [17, 8, 7, 21, 12].

В последние годы вопрос о вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов КМА, Кривого Рога и Кольского полуострова с совершенно правильных позиций поставлен и теоретически обоснован в работе М. С. Точилина [19]. Приведем данные, которые, по видимому, не только подтверждают обоснованность взглядов этого исследователя на природу железистых кварцитов КМА, но позволяют и далее развивать гипотезу вулканогенного генезиса железисто-кремнистых пород докембрия.

ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ В ГЕНЕТИЧЕСКОМ РЯДУ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Многие исследователи в последнее время доказали наличие определенных концентраций элементов-примесей в разных генетических типах рудных образований, а также изверженных и метаморфических пород [5, 2]. Особо важное значение подобные исследования имеют для месторождений дискуссионного генезиса, в том числе и для железистых кварцитов КМА. С этой целью интересно определить место железистых кварцитов КМА в едином генетическом ряду железорудных образований (от магматических до осадочных) в зависимости от концентрации в них широко распространенных для железных руд вредных примесей — мышьяка, фосфора, серы, а также основного рудного компонента — железа.

На рис. 1 представлены графики изменения кларков концентрации мышьяка, фосфора и железа в железорудных месторождениях СССР

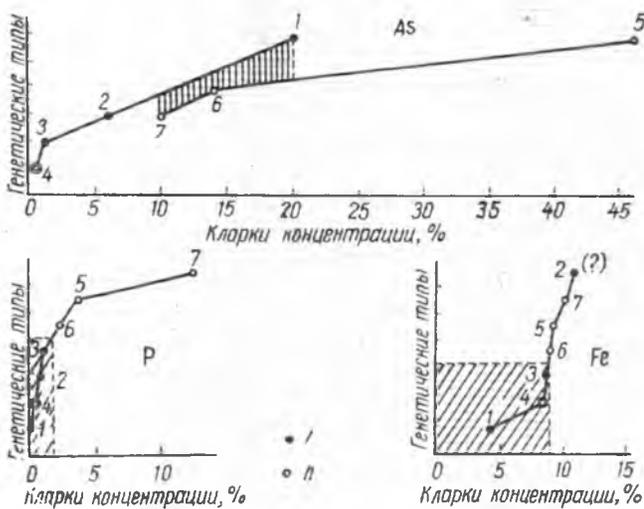


Рис. 1. Изменение кларков концентрации мышьяка, фосфора и железа в железорудных месторождениях.

Месторождения: 1 — эндогенные, II — осадочные. Генетические типы месторождений: 1 — магматические, 2 — контактово-метасоматические, 3 — гидротермальные, 4 — метаморфогенные (железистые кварциты КМА и Кривого Рога), 5 — морские осадочные, 6 — озерные, 7 — болотные. Вертикальная штриховка — область совпадения кларков концентраций мышьяка в эндогенных и осадочных рудах.

и Европы. Эти графики составлены нами по данным большого количества химических анализов, обобщенных и систематизированных по генетическим типам железных руд. Цифровой материал для составления графиков заимствован из доклада доцента Б. М. Федорова «О зависимости содержаний мышьяка, фосфора и серы в железных рудах от условий их образования», прочитанного на научной конференции Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе в апреле 1966 г.

Следует отметить, что концентрации фосфора и мышьяка в железных рудах обычно являются первичными, они возникали одновременно с главной массой рудообразующих минералов или первичных гидрокислов. Содержание серы в железных рудах во многих случаях является следствием эпигенетических процессов, вызвавших перераспреде-

ление и привнос — вынос этого элемента. Поэтому во избежание ошибки при генетической интерпретации результатов серу лучше не включать в состав типоморфных элементов.

Из анализа графиков отчетливо устанавливается, что различные генетические типы железных руд характеризуются строго определенной величиной кларка концентрации. Намечаются следующие особенности распределения мышьяка, фосфора и железа в рудах разного генезиса.

Кларки концентрации мышьяка закономерно увеличиваются от постмагматических к магматическим и осадочным месторождениям, давая две разобщенные ветви вариационной кривой. В пределах генетических групп значения их колеблются. Среди гидротермальных месторождений окисный тип железных руд имеет отрицательный кларк концентрации (0,6), а карбонатный — положительный (2,0). В морских осадках концентрации мышьяка уменьшаются от силикатной к окисной и затем к карбонатной фациям соответственно от 120 до 20 и 0. В озерных осадках снижение концентраций мышьяка происходит в направлении от окисных к силикатной и карбонатной фациям — 24, 16 и 4.

Содержания фосфора в железных рудах разного генетического типа находятся в обратной последовательности по сравнению с мышьяком: кларки концентраций этого элемента закономерно увеличиваются от осадочных к гидротермальным и магматическим (см. рис. 1). В гидротермальных окисных рудах кларк концентрации фосфора характеризуется положительной (2, 4), а в карбонатных — отрицательной (0,1) величинами. В морских и озерных осадках концентрации фосфора закономерно уменьшаются от силикатной к окисной и карбонатной фациям (кларки соответственно равны: для морских — 5,5; 3,3; 2,2, для озерных — 3,8; 2,8 и 0,7). Порядок распределения фосфора и мышьяка в различных фациях морских и озерных осадков, по-видимому, совершенно одинаков — концентрации этих элементов убывают от силикатных к окисным и карбонатным фациям. Исключением является несколько иной порядок изменения содержаний мышьяка в озерных осадках, где повышение его концентрации наблюдается в окисной фации.

Кларки концентрации железа для эндогенных месторождений составляют 4—9, а для осадочных — более 9. Исключение представляют контактово-метасоматические железные руды. В них концентрации железа оказались наиболее высокими, вследствие чего месторождения этого типа выпали из эндогенной группы, в которую они попадали по кларкам концентрации мышьяка и фосфора. Однако, учитывая своеобразный характер таких месторождений, возникший в результате наложения постмагматических процессов на осадочные породы, отмеченное «аномальное» положение контактово-метасоматических руд в общем генетическом ряду железорудных образований становится вполне объяснимым.

Изложенные материалы показывают, что концентрации фосфора и мышьяка в различных генетических типах железных руд изменяются в определенной, строго выдержанной закономерности. Для мышьяка устанавливается обратная, а для фосфора прямая линейная связь с разными генетическими типами эндогенных месторождений. Концентрации фосфора возрастают от магматических к контактово-метасоматическим и гидротермальным рудам, а для мышьяка в этом направлении намечается уменьшение кларков концентраций. В целом оба элемента в значительно больших количествах концентрируются в осадочных, а не в эндогенных месторождениях. Установленная зависимость позволяет определить на графиках (см. рис. 1) место метаморфогенных месторождений спорного генезиса.

К метаморфогенным месторождениям были отнесены железистые кварциты КМА и Криворожья, в которых, как известно, содержания фосфора, мышьяка и железа почти одинаковы, а генетический облик признается весьма близким. На всех трех графиках рис. 1 метаморфогенные месторождения занимают строго определенное положение — по кларкам концентрации железа и фосфора они размещаются между магматическими и гидротермальными месторождениями, а по концентрации мышьяка близки к гидротермальным рудам. Таким образом, по распределению основного компонента — железа и элементов-примесей (фосфора и мышьяка) железистые кварциты КМА и Кривого Рога гораздо ближе стоят к группе эндогенных, а не осадочных месторождений.

По нашему мнению, наблюдающееся сходство в распределении концентраций железа и элементов-примесей в рассматриваемых метаморфогенных месторождениях и гидротермальных железных рудах окисной фации — прямое следствие специфических условий образований железистых кварцитов. Можно полагать, что рудообразующий процесс в главных чертах был сходен с гидротермальным и происходил в сильно перегретой водной среде, возникавшей вблизи очагов вулканизма. В этом случае целесообразно говорить о вулканогенно-гидротермальном, а не вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов, оставляя за последним термином общепринятый смысл (источник вещества — вулканический, а рудообразующий процесс — осадочный при обычных температурах и давлениях в морской среде).

Следовательно, по нашим представлениям, под вулканогенно-гидротермальным рудообразованием следует понимать такой рудообразующий процесс, при котором источник вещества — вулканический, а физико-химическая среда близка к гидротермальной (повышенные температуры, давления). Наличие в природе такого процесса в настоящее время у многих исследователей не вызывает сомнения, однако общепринятого названия ему нет. Широко распространенный термин «эффузивно-осадочный», очевидно, близок к «вулканогенно-осадочному». Под «экзгалятивно-осадочными» рудами обычно понимают хемогенные образования, возникшие под действием вулканических экзгаляций в «нормальной» водной среде. Более точный смысл вулканогенно-гидротермального процесса отражен в предложенном Ниггли понятии «о гидротермально-осадочных» образованиях [25], которые он считал возникшими под действием остаточно-магматических водных растворов, поступавших в морской бассейн.

Нет сомнения, что в эволюционном ряду докембрийских железисто-кремнистых формаций имелись все генетические типы железистых кварцитов, в том числе вулканогенные (эффузивные), вулканогенно-гидротермальные (аповулканические) и вулканогенно-осадочные. Выявленное сходство в распределении кларков концентрации железа, фосфора и мышьяка среди гидротермальных образований и метаморфогенных месторождений КМА и Кривого Рога скорее всего указывает на то, что формирование основной массы железистых кварцитов в этих районах происходило под действием вулканогенно-гидротермального процесса. При этом отложение рудных минералов из горячих водных растворов происходило в виде магнетита или железной слюдки — в зависимости от величины окислительно-восстановительного потенциала среды и других физико-химических факторов.

Однако возникает вопрос, а не является ли описанная эндогенная форма распределения железа, фосфора и мышьяка в железистых кварцитах КМА и Кривого Рога прямым следствием более поздних процессов регионального метаморфизма? На этот вопрос, по-видимому, следует ответить отрицательно. Как установлено, длительный процесс

метаморфизма докембрийских кристаллических пород в большинстве случаев не обусловил значительного преобразования химического состава железистых кварцитов и вмещающих их филлитовидных сланцев и внутриформационных эффузивов, а следовательно, он не мог вызвать и резкого перераспределения концентраций типоморфных элементов. Первичный характер распределения малых элементов в нижнепротерозойской железисто-кремнистой формации КМА в настоящее время, по-видимому, не вызывает сомнений у исследователей [13].

Вывод о вулканогенно-гидротермальных условиях образования железистых кварцитов КМА, сделанный на основе регионального сравнительного сопоставления кларков концентраций железа, фосфора и мышьяка в едином генетическом ряду железорудных образований, естественно, нуждается в подкреплении фактическими материалами об особенностях конкретных железисто-кремнистых формаций.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИЗНАКИ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КМА

В последнее время усилилось внимание исследователей к изучению геохимии титана в осадочном и магматическом циклах. Полученные результаты позволили считать титан своеобразным индикатором последовательно сменяющихся фаций осадочных пород единого генетического ряда [10]. Указания о возможности использования титана для корреляции разных типов изверженных пород есть в работах Е. Б. Знаменского [6], И. И. Абрамовича и Е. Б. Высокоостровской [1]. Установлено, что в процессе становления кислых интрузий при падении температуры обычно наблюдается увеличение содержаний кремнезема и одновременно происходит уменьшение концентраций титана. С увеличением оснóвности пород количества титана возрастают. Тесная отрицательная корреляционная связь TiO_2 и SiO_2 проявляется не только в породах, но и в слагающих их минералах. Явная зависимость титана от температуры расплава или раствора обусловила различные концентрации этого элемента в минералах и позволила высказать мнение о возможности использования содержаний титана в минералах в качестве своеобразного геологического «термометра» [23].

Главной причиной малой корреляционной связи между кремнеземом и титаном в изверженных породах считают нарушение температурного режима в момент становления интрузий [16]. Влияние температурного фактора на концентрацию титана наиболее отчетливо выражено в гидротермальных месторождениях. Например, кварц и флюорит из сравнительно высокотемпературных жильных месторождений Забайкалья обычно содержат повышенные количества титана, а в низкотемпературных разновидностях минералов примеси этого элемента практически нет.

В различных минеральных типах железистых кварцитов КМА количество титана неодинаково, а между титаном и кремнеземом устанавливается положительная корреляционная связь, о чем можно судить по данным табл. 1.

Изучение распределения титана в осадочном цикле показало, что концентрация этого элемента подчиняется законам седиментации только в прибрежных фациях осадков, а вдали от береговой линии водных бассейнов какой-либо закономерности обычно не улавливается [10]. Размещение фациальных разновидностей железистых кварцитов КМА, каждая из которых характеризуется определенными концентрациями титана, также не подчиняется какой-либо определенной стратиграфи-

ческой закономерности, что неоднократно отмечалось исследователями [3]. Даже наиболее ортодоксальный сторонник хемогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов КМА Н. И. Плаксенко вынужден был признать, что разработанная им схема осадконакопления неприемлема для всех районов Курской магнитной аномалии [13]. Следовательно, неравномерный характер распределения титана в толще железистых кварцитов не может получить надлежащего обоснования с точки зрения седиментационной гипотезы, так как при обычном хемогенном осаждении минералов (магнетита, железной слюдки) или гелей гидро-

Таблица 1
Изменение концентраций титана и кремнезема в породах джеспилитовой формации КМА (в относительных числах)

Компонент	Внутри- форма- ционные эффузивы	Сланцы	Безруд- ные квар- циты	Кумминг- тонито- магнети- товые кварциты	Сущест- венно магнети- товые кварциты	Железно- слюдко- магнети- товые кварциты
TiO ₂	15,3	7,777	2,470	2,024	1,728	1
SiO ₂	1,4	1,424	1,220	1,141	1,076	1

Примечание. Внутриформационные эффузивы характеризуются по данным автора, остальные породы — по Н. А. Плаксенко [13].

окислов железа и кремния заметных различий в содержании титана в рудах не должно было бы наблюдаться вследствие сравнительной однородности химического состава среды в начале каждого цикла кристаллизационной дифференциации. Между тем, в основной нижнепротерозойской железисто-кремнистой формации КМА отчетливо устанавливается определенный порядок изменения концентраций титана — закономерное уменьшение от лептитовых эффузивов к сланцам и железистым кварцитам, а среди последних — от магнетитовых к железно-слюдковым разностям (см. табл. 1). С позиций эндогенного происхождения такая особенность распределения титана в различных типах пород одной железорудной формации легко объяснима. Такое уменьшение содержаний титана может быть обусловлено снижением температур материнских расплавов-растворов и одновременным понижением концентраций кремнезема от эффузивов к сланцам и железистым кварцитам. Но если изменение концентраций титана в породах железисто-кремнистой формации определяется температурным режимом, то это указывает на формирование пород джеспилитовой формации КМА в условиях, близких к эндогенным, причем лептитовые эффузивы возникли в подводных условиях как излившиеся магматические породы или силлы, внедряющиеся в затвердевшую или слабо уплотненную железисто-кремнистую массу. Известно, что в областях слабо уплотненных осадков лавы образуют в основном силлы, а не покровы и потоки [20, 24].

Аналогичный генезис могли иметь некоторые филлитовидные сланцы, на что указывают близкие значения кларков концентраций титана в них и эффузивах. Однако большая часть филлитовидных сланцев и железистых кварцитов, по-видимому, образовалась за счет отложения вулканического вещества в своеобразной эксталяционно-гидротермальной среде в нагретых придонных водах морских бассейнов.

Следовательно, гипотеза субвулканического происхождения железисто-кремнистой формации КМА позволяет считать различные типы железистых кварцитов продуктом отложения минеральных масс в усло-

виях неодинаковых температур, а не относить их к разным фациям литогенеза. Поэтому в каждой группе железисто-кремнистых пород могут выделяться родственные образования, отличающиеся характерной последовательностью накопления титана (увеличением или уменьшением содержания). Таким образом, удаленность от магматического очага, прогрессирующее падение температур и давления, а также эволюция первичного состава рудообразующих расплавов-растворов являются главными причинами образования различных минеральных типов железистых кварцитов на территории КМА.

Результаты изучения концентраций титана в рудных минералах также указывают на существование определенной температурной последовательности формирования разных типов железистых кварцитов. Это находит отражение в составе железисто-кремнистых пород. В табл. 2 приведены примеры концентраций титана в различных типах железистых кварцитов на Михайловском месторождении.

Таблица 2
Содержание двуокиси титана в железистых кварцитах Михайловского месторождения

Минеральный тип кварцитов	Содержание, %	Количество проб
Силикатно-магнетитовые	0,071	7
Магнетитовые	0,057	12
Железослюдко-магнетитовые	0,055	9
Железослюдковые	0,022	9

Примечание. 1. Из силикатных минералов в состав железистых кварцитов входят зеленая слюдка, биогит, амфиболы.
2. Для составления таблицы использованы химические анализы Льговской экспедиции. НИИКМА и А. А. Илларионова (1965).

Как видно из таблицы, уменьшение концентрации титана в породах по направленности температурного рудообразования совпадает с последовательностью напластования разных типов железистых кварцитов в следующем парагенетическом ряду (снизу вверх): силикатно-магнетитовые — магнетитовые — железослюдко-магнетитовые — железослюдковые. Фактически подобная закономерная смена минеральных разновидностей железистых кварцитов находит полное подтверждение в строении ритмов железорудной толщи Михайловского месторождения.

Сторонники терригенно-хемогенно-осадочной гипотезы объясняют описанную последовательность формирования железистых кварцитов КМА образованием закисной фации в прибрежных, а окисной — в более глубоководных условиях [13]. Следует, однако, заметить, что у Н. М. Страхова [18] такая закономерность литогенеза указывает не на осадочное, а на вулканогенное происхождение железистых кварцитов. Как отмечает этот крупнейший исследователь осадочного и вулканогенно-осадочного процесса, в осадочных месторождениях «окисная фация более мелководна и располагается вблизи источника рудных растворов, закисная — дальше от него; у вулканогенных — вблизи источников растворов, и на более мелком месте располагалась закисная, дальше — окисная фации» [18].

Таким образом, по Страхову, обратная минеральная зональность является специфической чертой вулканогенных месторождений. А именно, такую последовательность формирования разных типов железистых кварцитов в Старооскольско-Курской зоне (мелководные — закисные, глубоководные — окисные) признают многие исследователи КМА, в том числе и Н. А. Плаксенко [13], наиболее детально разработавший основы стратификации железисто-кремнистых формаций на территории Курской магнитной аномалии. Следует, однако, заметить, что центры вулканических извержений в геосинклинальных прогибах могут располагаться на разных гипсометрических уровнях, поэтому взаимоотношения закисной и окисной фаций железистых кварцитов могут оказаться иными (Белгородско-Брянская зона).

Допуская различия в температурных условиях образования железистых кварцитов и принимая концентрации титана в породах железисто-кремнистой формации за своеобразный индикатор температуры, можно проследить сравнительное положение различных железорудных образований и ассоциирующих с ними пород на специальных графиках (рис. 2).

Анализ этих графиков по всем парам элементов-примесей позволяет выделить три устойчивых группы пород:

1) сравнительно низкотемпературную, представленную железистыми кварцитами разных формаций архея и нижнего протерозоя, а также магматическими и контактово-метасоматическими железными рудами;

2) среднетемпературную, включающую филлитовидные сланцы, контактовые породы и лептитовые эффузивы;

3) наиболее высокотемпературную, в состав которой входят интрузивные породы основного ряда, генетически или парагенетически связанные с магматическими и контактово-метасоматическими железными рудами или железистыми кварцитами, кварцево-пироксено-амфиболо-магнетитового состава.

Тесная зависимость между описанными группами пород подтверждается также геологическими условиями залегания различных типов железных руд и ассоциирующих с ними вмещающих пород, а также общностью их минерального и химического состава, что будет рассмотрено дальше. Укажем лишь на ясно выраженные на рис. 2 две сходящиеся ветви диаграмм, имеющие, по-видимому, совершенно определенный геологический смысл. Левые ветви парных диаграмм обычно характеризуют парагенетический ряд железистых кварцитов, филлитовидных сланцев, лептитовых эффузивов и основных пород, а правая ветвь представляет генетический ряд магнетитовых руд, кварцево-пироксено-амфиболо-магнетитовых кварцитов и изверженных пород разной основности. Сходимость обоих рядов руд и пород по направлению к типичным габбро и амфиболитам мы считаем не случайным, а закономерным явлением, обусловленным общностью глубинного магматического источника и формированием выделенных парагенетических рядов (вулканогенно-гидротермаль-

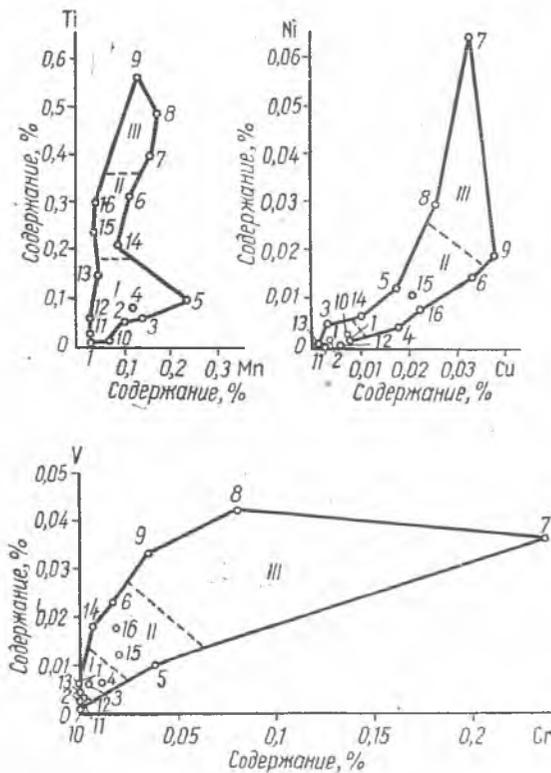


Рис. 2. Геохимическая характеристика железных руд и вмещающих пород КМА.

1 — кварцитовидная порода (3), 2 — амфиболо-магнетитовый кварцит (8), 3 — магнетитовый кварцит (8), 4 — магнетито-кварцевая порода (15), 5 — кварцево-магнетито-амфиболовая порода (4), 6 — амфиболо-магнетитовая руда (4), 7 — амфиболит (16), 8 — габбро (32), 9 — амфиболо-кварцевая порода (5), 10 — железистый кварцит Новоаялтинского месторождения (25), 11 — железистый кварцит Юшковской аномалии (7), 12 — железистый кварцит Новоаялтинского участка (3), 13 — магнетитовый «кварцит» Неживского участка (7), 14 — основная порода Троицкого участка (6), 15 — филлитовидные сланцы Новоаялтинского месторождения (26), 16 — лептитовый эффузив Новой Ялты. В скобках указано количество использованных спектральных анализов.

Области концентраций элементов: I — пониженных. II — средних. III — повышенных.

ного и магматогенно-постмагматического) в разных структурно-тектонических условиях. Формация железистых кварцитов образовывалась преимущественно в геосинклинальных зонах, а формации магматических и контактово-метасоматических месторождений возникли в области зарождающегося Главного антиклинория КМА, расположенного между Белгородско-Брянской и Старооскольско-Курской структурно-фациальными зонами. Представление об одновременном развитии этих синклинорных и антиклинорной зон вполне обосновано В. Д. Полищуком [15], обобщившим большой фактический материал по истории геологического развития территории КМА.

Таким образом, изложенные фактические материалы о геохимических особенностях железисто-кремнистой формации курской метаморфической серии, на наш взгляд, свидетельствуют о вулканогенно-гидротермальном происхождении основной массы железистых кварцитов в северо-западной части КМА и особенно в Михайловском железорудном районе.

О ХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ СУБВУЛКАНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Докембрийские железорудные образования разных генетических типов изучались химическим, спектрографическим, петрографическим и минералогическим методами. Совокупность полученных данных и установление характерных геологических условий залегания железных руд позволили наметить следующий ряд магнетитсодержащих железорудных формаций (от сравнительно низкотемпературных до более высокотемпературных):

1) троснянские железистые кварциты курской серии (нижний протерозой); 2) новоялтинские железистые кварциты курской серии (нижний протерозой); 3) михайловские железистые кварциты курской серии (нижний протерозой); 4) юшковские железистые кварциты, залегающие в гнейсовой толще архея; 5) неживские магнетитовые руды магматического генезиса, ассоциирующие с габбровыми массивами в гнейсовой толще архея — протерозоя; 6) бесединские кварцево-пироксено-амфиболо-магнетитовые руды и «железистые кварциты» магматического и контактово-метасоматического происхождения в гнейсовой толще архея.

Химический состав этих железорудных образований представлен в табл. 3. Обращает внимание, что в намеченном температурном ряду месторождений устанавливается довольно закономерное изменение содержания главных компонентов руд. Например, количество TiO_2 возрастает от железистых кварцитов Троснянского участка до железных руд Бесединского участка. Содержание Al_2O_3 в нижнепротерозойской формации железистых кварцитов уменьшается от 2,56 до 0,48%, а затем вновь повышается в сравнительно высокотемпературных рудах юшковской аномалии, Неживского и Бесединского участков, залегающих преимущественно в гнейсах архея. Концентрации марганца во всех типах руд близки, (0,006—0,12%). Менее отчетливый ряд намечается для MgO и CaO , количество которых варьирует соответственно от 0,27 и 0,30 до 1,82 и 2,67%. Содержание Na_2O и K_2O в рудах изменяется обычно неравномерно, что, по-видимому, объясняется различной интенсивностью проявления щелочного метасоматоза. Однако и в этом случае крайние члены описываемого ряда имеют сравнительно пониженные и повышенные концентрации щелочей.

При сопоставлении химических анализов левой и правой частей табл. 3 заметна тенденция к обособлению нижнепротерозойской формации и железных руд, ассоциирующих с архейской гнейсовой толщей. В то же время между ними улавливается и определенное сходство. Эти раз-

личия и сходство становятся понятными, если допустить, что речь идет о двух генетически различных группах железисто-кремнистых образований: одна из них образовалась из вулканогенно-гидротермальных растворов, другая — представлена магматическими и постмагматическими рудами. Обе группы месторождений сформировались в разной структурно-тектонической обстановке: вулканогенно-гидротермальные — в области геосинклиналей, магматогенные — в зоне развивающегося межгео-

Таблица 3

Химический состав железистых кварцитов и магнетитовых руд КМА *

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,98	33,76	40,05	51,53	36,09	36,21
TiO ₂	0,026	0,05	0,06	0,15	0,18	0,29
Al ₂ O ₃	2,56	0,82	0,48	1,36	2,11	2,16
Fe ₂ O ₃	36,02	39,86	37,85	48,25	39,55	38,48
FeO	4,59	19,70	14,38	1,29	16,61	14,46
MnO	0,006	0,10	0,07	0,032	0,069	0,12
MgO	0,27	1,60	1,36	0,71	1,57	1,82
CaO	0,30	1,78	1,29	1,27	2,19	2,67
Na ₂ O	0,11	0,12	0,43	0,11	0,45	0,17
K ₂ O	0,22	0,13	0,73	0,12	0,52	0,42
P ₂ O ₅	0,061	0,15	0,05	0,25	0,11	0,023
CO ₂	0,00	0,89	н/опр	0,00	0,00	1,40
H ₂ O	0,04	0,07	0,24	0,08	0,12	н/опр
S	0,037	0,24	0,06	0,031	0,031	0,448
C _{общ}	0,03	0,16	н/опр	0,12	0,15	н/опр
п. п. п	0,82	1,38	2,32	0,99	0,56	3,17
Сумма	99,90	99,30	99,37	99,81	100,00	99,97

* 1 — Троснянский участок, среднее из четырех проб; 2 — Новоаялтинское месторождение, среднее из двух проб; 3 — Михайловское месторождение, среднее из 12 проб; 4 — Юшковская аномалия, одна проба; 5 — участок с. Неживка, одна проба; 6 — Бесединский участок, среднее из двух проб. (Анализы химической лаборатории НИИКМА, аналитик С. Я. Требукова.)

синклинального поднятия, т. е. главного антиклинория КМА. Поскольку магматическое и контактово-метасоматическое происхождения железных руд в архейской толще вряд ли вызывают сомнения, то целесообразно привести некоторые дополнительные доводы в пользу вулканогенно-гидротермального генезиса железистых кварцитов джеспилитовой формации.

С этих позиций заслуживает внимания сравнение химических особенностей пород джеспилитовой формации с химизмом морских вулканических и терригенных илов. Необходимо сопоставлять не любые компоненты этих пород, а только те из них, которые сравнительно устойчивы в ходе последующих диагенетических и метаморфических преобразований. В таком случае первичные соотношения между отдельными компонентами в современных илах и древних породах могли оставаться относительно неизменными. Сравнительно устойчивыми компонентами, по-видимому, можно считать Fe₂O₃+FeO, Al₂O₃, SiO₂, а также MnO и TiO₂.

В табл. 4 приведены соотношения указанных окислов в породах джеспилитовой формации Михайловского железорудного района КМА и морских осадках батинальной зоны. Расчеты соотношений компонентов в вулканических и терригенных илах выполнены нами по данным А. Полдерварта [14]. Обращает на себя внимание чрезвычайно строгая последовательность изменения соотношений анализируемых компонентов в породах джеспилитовой формации. Наблюдается возрастание молекулярных

отношений окислов железа к титану по направлению от филлитовидных сланцев к лептитовым эффузивам и безрудным кварцитам (от 7 до 16), а в железистых кварцитах оно резко увеличивается (свыше 700). По соотно-

Таблица 4
Сравнение химических составов пород джеспилитовой формации Михайловского района КМА и батиальных осадков

	Порода	Молекулярные отношения	
		$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
Джеспилитовая формация КМА	Железистый кварцит	>700	140
	Безрудный кварцит	16	21
	Лептитовый эффузив	10	6
	Сланец	7	5,9
Батиальные осадки	Вулканический ил	7,1	5,9
	Терригенный ил	3,9	5,5

шениям кремнезема и глинозема также намечается строгая закономерность изменения, обусловленная возрастанием в направлении от сланцев к железистым кварцитам. Величины молекулярных отношений при этом изменяются от 5,9 до 140. Отмеченная последовательность изменения отношений, по-видимому, обусловлена тесными генетическими взаи-

Таблица 5
Химический состав пород джеспилитовой формации на Новоялтинском месторождении КМА (в вес. %) *

Компонент	1	2	3
SiO ₂	65,51	66,23	42,00
TiO ₂	0,72	0,34	0,04
Al ₂ O ₃	17,67	13,50	0,87
Fe ₂ O ₃	2,26	6,42	36,65
FeO	5,60	3,85	17,02
MnO	0,05	0,01	0,07
MgO	1,96	1,76	0,82
CaO	сл.	0,05	0,76
Na ₂ O	0,56	0,14	0,10
K ₂ O	5,00	3,01	0,14
CO ₂	Нет	—	0,68
P ₂ O ₅	0,063	—	0,01
S	1,12	—	0,19
п. п. п	3,19	3,98	0,26
Сумма	99,70	98,77	99,62

* 1 — лептитовые эффузивы, скв. 2557, объединенная проба № 278/400, гл. 419,0 — 428,0 м (химические анализы лаборатории НИИКМА, аналитик Г. Е. Лунина; 2 — филлитовидный сланец (анализы Орловской экспедиции); 3 — железистые кварциты, скв. 2557, объединенная проба № 276/398, гл. 398,0 — 418,0 м (химические анализы лаборатории НИИКМА, аналитик Г. Е. Лунина).

моотношениями пород джеспилитовой формации, среди которых крайнее положение занимают внутриформационные эффузивы и сланцы. Значения модулей «железистости» и «кремнеземности» в зависимости от степени основности эффузивов могут в известных пределах колебаться относительно тех же модулей сланцев. Например, на Чернянском месторождении внутриформационные эффузивы джеспилитовой формации характеризуются следующими значениями модулей: железистости — 11,2, кремнеземности — 5,1. Подобные вариации соотношений компонентов могут зависеть от конкретных условий образования эффузивных пород, сланцев и железистых кварцитов, поэтому каждому месторождению присущи свои соотношения компонентов.

Филлитовидные сланцы, постоянно ассоциирующие с железистыми кварцитами джеспилитовых формаций, очевидно, могут быть образованы за счет терригенного или вул-

можно считать, что филлитовидные сланцы Михайловского района КМА возникли из вулканических илов или имеют еще более близкое родство с лептитовыми эффузивами. В некоторых районах мира [4] весьма характерной особенностью лептитовых эффузивов (т. е. пород, генетически связанных с железисто-кремнистыми образованиями докембрия и обычно представленных калиевыми риолитами) и ассоциирующих с ними филлитовидных, графитовых сланцев является поразительное сходство их химических составов. Изученные нами лептитовые эффузивы КМА (табл. 5) по химическому составу также сходны с филлитовидными сланцами джеспилитовой формации нижнего протерозоя, что дополнительно свидетельствует об их тесной парагенетической связи и вулканогенном или осадочно-вулканогенном происхождении сланцев.

Изложенные материалы, по-видимому, позволяют считать, что в составе джеспилитовой формации Михайловского района КМА содержатся типичные вулканогенные (лептитовые эффузивы), вулканогенно-гидротермальные (железистые кварциты) и осадочно-вулканогенные (сланцы) образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ДЖЕСПИЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПОРОДАМИ ОСНОВНОГО СОСТАВА

По имеющимся данным, на территории КМА намечаются тесные структурные и литолого-формационные связи железистых кварцитов с изверженными породами основного состава. Структурно-геологическая связь выражается в том, что железистые кварциты совместно с другими породами джеспилитовой формации размещаются в синклинорных зонах (Белгородско-Брянской и Старооскольско-Курской), а нижнепротерозойские интрузивы основных пород с генетически связанными с ними магнетитовыми, кварцево-магнетитовыми и кварцево-пироксено-магнетитовыми рудами обычно размещаются в зоне Главного антиклинория или в области перехода от синклиналильных к антиклинальным структурам.

Общей характерной особенностью размещения железисто-кремнистых образований, массивов и залежей докембрийских изверженных пород является их одинаковая, преимущественно северо-западная ориентировка, пространственная приуроченность к одним и тем же или субпараллельным зонам глубинных разломов, совместное нахождение в определенных стратиграфических горизонтах кристаллического фундамента.

Как показывает геологоструктурный анализ, железистые кварциты джеспилитовой формации нередко размещаются в синклинорных зонах, непосредственно примыкающих к глубинному разлому (например, Белгородско-Михайловскому). Причем отдельные тектонические линии, образующиеся в результате последующих более поздних подновлений зоны глубинного разлома, смещают блоки пород параллельно их простиранию, и, по-видимому, в несколько раз увеличивают истинную мощность пластов железистых кварцитов, нарушая нормальную последовательность их напластования.

Интрузивы основного состава широко развиты вблизи обеих структурно-фациальных зон КМА и в области Главного антиклинория. Восточнее и западнее Белгородско-Брянской зоны среди массивов нижнепротерозойских габброидов нередко залегают участки сплошных или вкрапленных магнетитовых руд магматического происхождения. Мощность таких железных руд иногда достигает нескольких десятков метров (Неживский участок). Западнее Старооскольско-Курской зоны архейские гнейсы иногда секутся сложно дифференцированными интрузивами.

зиями основного состава (Бесединский участок), в которых наблюдается следующая закономерная смена фациальных разновидностей пород: а) пироксеновое габбро, б) магнетитовое габбро, в) кварцево-магнетитовое габбро, г) кварцево-пироксено-магнетитовая руда. Все эти типы пород связаны между собой постепенными переходами и, по-видимому, являются производными единого магматического очага.

Аналогичные или менее отчетливые генетические связи габброидов и метабазитов с кварцево-магнетитовыми рудами, по-видимому, наме-

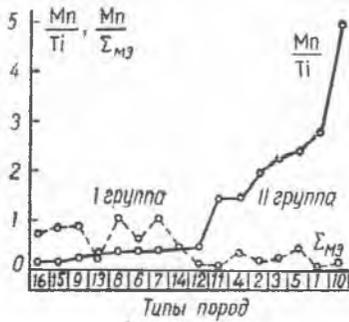


Рис. 3. Схематическое разделение железных руд и вмещающих пород КМА на парагенетические группы по отношению марганца к титану и сумме микроэлементов.

I группа — породы магматогенного облика ($Mn/Ti < 0,5$; $\Sigma MЭ = 0,4-1,0\%$),
II группа — породы субвулканогенного облика ($Mn/Ti = 1,5-5,0$; $\Sigma MЭ = 0,1-0,23\%$)

Обозначения руд и пород см. на рис. 2.

курской метаморфической серии. Оба типа железорудных образований характеризуются весьма близким минеральным составом. Качественная и количественная характеристики элементов-примесей в них также очень сходны (рис. 2). Тем не менее обе группы железных руд и сопровождающих их пород хорошо выделяются по соотношениям некоторых элементов и сумме элементов-примесей (рис. 3). Например, в рудах джеспилитовой формации (группа II) отношение $Mn : Ti$ обычно составляет $1,5-5,0$, а сумма микроэлементов — $0,1-0,3\%$ (полуколичественный анализ); в магматогенных рудах (группа I) эти значения равны: $Mn : Ti < 0,5$; сумма микроэлементов — $0,4-1,0\%$. Для примера приводим характеристику кварцево-магнетитовых руд, залегающих в габбро-пироксенитах и габбро-амфиболитах Бесединского участка (подробное описание железистых кварцитов в разных районах КМА дано в сводной работе Н. А. Плаксенко [13]).

Кварцево-магнетитовая руда Бесединского участка имеет темно-серый цвет, линзовиднополосчатую, неяснополосчатую и массивную текстуру, мелкозернистое строение. Толщина полосок рудного минерала составляет $1-3$ мм. Полоски залегают под углом 85° к горизонту. Обычно хорошо заметно чередование магнетитовых и кварцевых полосок. Местами наблюдаются пятна, обособления и неправильные сингенетические выделения серого, полупрозрачного и прозрачного кварца (мощностью $1-5$ мм). Руды имеют следующий состав: магнетита до $50-60\%$, кварца $40-35$, пироксена, амфибола, хлорита — $10-5\%$. Как правило, эти руды очень плотные, слаботрещиноватые, по трещинкам наблюдаются хлоритизация и гидрогематитизация. Обычно под микроскопом видны замещение пироксена амфиболами и каемки хлорита, развивающиеся по амфиболу и биотиту.

Следует отметить, что элементы залегания полосчатости во вмещающих габбровых породах и кварцево-магнетитовых рудах на Бесединском участке, как правило, одинаковы. В одних случаях это указывает на наличие директивных текстур интрузива; в других — полосчатость кварцево-магнетитовых руд может объясняться их метасоматическим происхождением.

Большой интерес представляет проблема установления генетической сущности так называемых архейских железистых кварцитов типа кварцитов Юшковской аномалии. Эта группа слабополосчатых железных руд по геолого-химическим особенностям, по-видимому, занимает промежуточное положение между вулканогенно-гидротермальными железистыми кварцитами (Михайловский, Ялтинский, Троснянский участки) и типичными магматогенными, а также контактово-метасоматическими рудами. Аналогичные железные руды известны в зоне Главного антиклинория КМА, где они слагают согласные рудные тела и пластовые залежи в архейской гнейсовой толще. По нашим представлениям, наиболее существенные различия между описываемыми слабополосчатыми кремнисто-железистыми рудами и нормальными железистыми кварцитами курской серии заключаются не в составе первичного рудообразующего материала, а в неодинаковых структурных и физических условиях кристаллизации этого вещества. Образование архейских железных руд происходило в разрывных структурах антиклинория под действием магматических отщеплений, а джеспилитовая формация сформировалась в геосинклинальных прогибах за счет дифференциации расплавов-растворов из родственных очагов магмы. Следовательно, возраст обоих типов железорудных образований относительно одинаковый — нижнепротерозойский, а условия образования были разные: слабополосчатые кремнисто-железистые руды возникали в платформенных условиях, а джеспилитовые — в геосинклинальных условиях. Считать тела «архейских» руд корнями уцелевших от денудации складчатых структур курской серии нет достаточных оснований. К сожалению, достоверных данных об абсолютном возрасте рассматриваемых формаций пока нет.

Литолого-формационная связь джеспилитовой формации с основными изверженными породами КМА выражается в том, что пласты железистых кварцитов курской серии во многих районах ассоциируют с эффузивными образованиями типа диабазовых и диорито-дацитовых порфиритов, а также с более кислыми производными базальтовой магмы.

Эффузивные образования занимают разное стратиграфическое положение по отношению к толще железистых кварцитов и всей курской метаморфической серии нижнего протерозоя. Обычно они подстилают нижнюю свиту курской серии (михайловские метабазиты), а также переслаиваются с филлитовидными сланцами и другими породами нижней свиты. Следует отметить, что стратиграфическое положение и возраст михайловской серии матабазитов пока точно не установлены, а правомочность выделения ее в качестве самостоятельной стратиграфической единицы многими исследователями оспаривается.

В средней свите курской серии, представленной железистыми кварцитами, местами встречаются типичные эффузивные образования. Обычно они разделяют толщу железистых кварцитов на два пласта, иногда несколько отличающихся по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям пород (Новоялтинское месторождение). Характерная особенность эффузивных толщ — приуроченность к бортовым частям синклинальных структур и выклинивание к центру этих складок. Например, на Чернянском и Новоялтинском месторождениях толщи внутрiformационных эффузиев размещаются на восточных флангах широких синклинальных складок, выклиниваясь в западном

направлении. Мощность эффузивных залежей — несколько десятков метров.

В верхней свите курской серии эффузивные и туфогенные породы встречаются довольно часто, и некоторые исследователи выделяют их в самостоятельную курбакинскую свиту вулканогенных образований.

Таким образом, подводный вулканизм на территории КМА наблюдался в течение всего периода образования курской метаморфической серии. Он предшествовал появлению джеспилитовой формации, сопровождал формирование толщи железистых кварцитов и широко проявился в завершающий период формирования серии. Если учесть, что главная масса рудовмещающих пород джеспилитовой формации представлена филлитовидными сланцами, которые также имеют вулканическое происхождение, то приходится говорить о чрезвычайно большой интенсивности вулканизма в период образования джеспилитовой формации КМА. Смена фациальных разновидностей железистых кварцитов обуславливалась почти исключительно удаленностью от центров вулканизма и в меньшей степени зависела от подводных глубин формирования железисто-кремнистых отложений. Относительно высоко-температурные условия сохранялись вблизи очагов вулканизма, где и могло происходить непосредственное выделение рудных минералов (магнетита, железной слюдки) из высококонцентрированных железисто-кремнистых расплавов-растворов. Одновременно с относительным изменением концентрации происходило выделение гелей кремнезема и независимо от этого отлагался пирокластический материал. Последующие процессы диагенеза и метаморфизма почти не изменили первичной природы магнетита и железной слюдки, но преобразовали гели кремнезема в кварц, а пирокластический материал в различные силикатные минералы (пироксен, амфибол, биотит, зеленую слюду). Наличие последних определялось конкретными геологическими условиями метаморфизма железисто-кремнистых пород в том или ином районе. Высшие ступени метаморфизма возникали преимущественно в областях интенсивного складкообразования и магматизма.

Автор, проводя исследования в Михайловском железорудном районе, установил отчетливую геохимическую общность лептитовых эффузивов, филлитовидных сланцев и железистых кварцитов; в них закономерно изменяются лишь абсолютные концентрации малых элементов, а качественный состав остается постоянным. Такая геохимическая общность пород железисто-кремнистой формации весьма характерна для лептитовой серии Швеции, в состав которой наравне со сланцами вулканического происхождения входят пласты железистых кварцитов [4]. Это позволяет выделить аналогичную лептитовую серию в составе курской метаморфической серии, а ассоциирующие с железистыми кварцитами сланцы и эффузивы целесообразно называть лептитами (или лептитовыми), как это и предлагал ранее Р. П. Петров [11]. Об этом свидетельствует не только геохимическое и химическое сходство, но часто и текстурно-структурные особенности филлитовидных сланцев и внутрiformационных эффузивов.

Из приведенного можно сделать вывод, что железистые кварциты КМА в большинстве случаев тесно ассоциируют с вулканогенными породами и образуют естественный парагенетический ряд с филлитовидными сланцами и эффузивными породами основного, среднего и более кислого составов. Вместе с тем вполне обоснованно можно говорить о генетической связи описанных кварцево-магнетитовых руд, залегающих в архейских толщах и нижнепротерозойских габбровых массивах с интрузиями основного состава. В таком случае, железистые кварциты и другие железорудные образования докембрийского возраста могли возникнуть примерно в одно и то же геологическое время (нижний

протерозой). Они имели единый первоисточник железа и кремнезема — глубинные очаги базальтовой магмы. Разница между такими образованиями заключалась лишь в геолого-структурных условиях формирования месторождений. В антиклинорной зоне КМА непосредственно в основных интрузивах возникали магматогенные залежи силикатно-магнетитового и магнетитового состава. Гидротермально-пневматолитовые эманации давали начало метасоматическим залежам пироксено-магнетитового и кварцево-магнетитового состава в архейских толщах. Среди геосинклинальных зон за счет подводных вулканических отщеплений базальтовой магмы образовывались линзообразные и пластообразные залежи силикатно-кремнисто-железистых, кварцево-железистых и карбонатно-кварцево-железистых руд (железорудная формация курской метаморфической серии). Местами наблюдались сложные взаимоотношения вулканического материала и осадочных фаций, давая начало гибридным вулканогенно-осадочным породам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в статье геохимические, химические, литолого-формационные и тектоно-магматические особенности формирования и размещения железистых кварцитов КМА, на наш взгляд, вполне определенно указывают на огромную роль вулканизма в образовании джеспилитовой формации курской метаморфической серии.

Изменение вещественного состава железистых кварцитов и слабополосчатых железных руд докембрия, по-видимому, тесно связано с эволюцией рудообразующих расплавов-растворов по мере удаления от центров вулканизма или глубинных магматических очагов. Первоисточником рудообразующего материала в геосинклинальных и антиклинальных зонах являлась базальтовая магма, на что указывает генетическая связь магнетитовых и кварцево-пироксено-магнетитовых руд с габбровыми интрузиями и парагенетическая связь железистых кварцитов с эффузивами преимущественно основного, реже более кислого состава, а также приуроченность обеих родственных групп изверженных пород и железных руд к структурным зонам одинакового направления (северо-западного) и одного возраста (нижний протерозой). Исходя из этих представлений, можно полагать, что все полосчатые и слабополосчатые железисто-кремнистые образования докембрия на территории КМА сформировались примерно в один и тот же период (нижний протерозой). Магматогенные массивные и вкрапленные железные руды габброидных массивов могут иметь различный возраст.

Синхронное формирование джеспилитовой формации в геосинклинальных зонах, а также слабополосчатых и массивно вкрапленных магнетитовых руд в антиклинорных областях отражают различные физико-химические условия эволюции и кристаллизации первичного магматогенного вещества. Огромные масштабы подводного вулканизма и наличие вулканогенных, вулканогенно-гидротермальных и вулканогенно-осадочных железистых кварцитов указывает на то, что в докембрийский период существовали особенно благоприятные тектоно-магматические условия для дифференциации базальтовых магм в конечном счете на две резко обособленные по составу части: 1) существенно силикатную и 2) кремнисто-рудную. При этом, интенсивность расщепления магматического расплава на твердую, жидкую и газовую фазы увеличивалась по направлению к поверхности, достигая максимума в геосинклинальных зонах. В антиклинорных зонах этот процесс происходил гораздо слабее.

В зависимости от конкретной тектоно-магматической обстановки в антиклинорных зонах на разных гипсометрических уровнях могли формироваться интрузивы нерасщепленных габброидов или сложно

дифференцированные плутоны основных пород с кварцево-магнетитовыми и кварцево-пироксено-магнетитовыми рудами магматического, контактово-метасоматического и гидротермального происхождения, а в геосинклинальных прогибах — железистые кварциты курской метаморфической серии. Магнетитовые фации железистых кварцитов в общем наиболее ранние вулканогенно-гидротермальные образования, а железно-слюдковые и краснополосчатые гематитовые разновидности железистых кварцитов относятся к более удаленным производным вулканических очагов. Неоднократная активность центров вулканических извержений явилась причиной ритмичного строения железисто-кремнистых формаций.

Дальнейшие научные исследования в области рудогенеза на КМА и других территориях распространения железистых кварцитов, по-видимому, необходимо проводить с учетом возможного аповулканического происхождения железисто-кремнистых формаций, используя не только методы литолого-формационного анализа, но и обычные методы исследования рудных месторождений эндогенного происхождения. К главным задачам таких исследований относится решение следующих первоочередных вопросов: а) физико-химическое обоснование эволюции магматического расплава в различных структурных зонах от сложного — базальтового до более простого — кварцево-магнетитового состава или до железисто-кремнекислых растворов; б) интерпретация химических и геохимических особенностей железистых кварцитов и других пород джеспилитовой формации не только с точки зрения хемогенно-осадочного, но и (по известным закономерностям) эндогенного рудообразования; в) установление зон глубинных разломов, по которым могло происходить излияние железисто-кремнекислых расплавов или растворов; г) выявление взаимоотношений апомагматических отщеплений с терригенно-осадочным материалом водных бассейнов.

Л и т е р а т у р а

1. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б.— В кн.: Химия земной коры. 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
2. Балашов Ю. А., Горяинов П. М.— Геохимия, 1966, 3.
3. Борисов С. Ф. Тектоника Старооскольского узла магнитной аномалии и шахтных полей Губкинского рудника. Изд-во Воронежского ун-та, 1963.
4. Гейер П. и Магнуссон Н.— В кн.: Железорудные месторождения мира, 2. ИЛ, М., 1955.
5. Григорьев В. М., Зеленев К. К.— Геохимия, 1965, 5.
6. Знаменский Е. Б.— Геохимия, 1958, 1.
7. Илларионов А. А.— В кн.: Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, М., 1961.
8. Калганов М. И.— В кн.: Железные руды КМА. Изд-во АН СССР, М., 1955.
9. Калганов М. И.— В кн.: Рудоносность Русской платформы. «Наука», М., 1965.
10. Мигдисов А. А. Основные черты геохимии титана в осадочном цикле. Автореф. канд. дисс. ГЕОХИ АН СССР, М., 1964.
11. Петров Р. П.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Изд-во Воронежск. ун-та, 1964.
12. Плаксенко Н. А.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, в. 2. Калужское книжное изд-во, 1959.
13. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
14. Полдверт А.— В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
15. Полищук В. Д.— В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Изд-во Воронежск. ун-та, 1964.
16. Пополитов Э. И., Коваленко В. И., Знаменский Е. Б.— Геохимия, 1966, 3.
17. Русинович И. А.— Сов. геология, 1948, 28.
18. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
19. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
20. Усов М. А.— Проблемы сов. геологии, 1935, 9.

21. Чайкин С. И.— В кн.: Рудоносность Русской платформы. «Наука», М., 1965.
22. Эскола П.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, 1. Изд-во АН СССР, М., 1961.
23. Buddington A., Fahey I., Vlisidis A.— Amer. J. Sci., 1955, 253, N 7.
24. Birney A. R.— Bull. Volcanolog, 1963, 26, 5.
25. Niggle P. Rocks and mineral deposits, San-Francisco, 1954.

ФОРМАЦИЯ ПОЛОСЧАТЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЛТАЯ

А. С. КАЛУГИН

Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья

Рассматривая существующие в СССР и за рубежом представления о происхождении полосчатых железных руд типа железистых кварцитов и родственных им разновидностей иного минерального и химического состава, можно прийти к следующим выводам.

Источником вещества для руд принимают продукты химического выветривания горных пород на суше, либо же субмаринные вулканические эксгаляции, сопутствующие подводным излияниям лав и эксплозиям, преимущественно основного состава. Предполагают, что чередование слоев рудного и нерудного вещества обусловлено его ритмическим поступлением в водный бассейн в результате сезонных климатических изменений на суше, или пульсации подводных вулканических эксгаляций. Допускается также последовательное осаждение одновременно притекающего в область седиментации рудного и кремнистого вещества, связанное с различной скоростью коагуляции их в морской воде. Наконец, высказываются предположения о дифференциации рудного вещества уже в самом осадке.

Силикатное вещество руд считают обычно коллоидным образованием и только для некоторой его части иногда допускается терригенная и еще реже вулканогенная кластическая природа.

Фации руд рассматриваются обычно как морские, реже пресноводные, мелко- или относительно глубоководные. Современный минеральный состав; структуры и текстуры принимают за слабо измененные первичные, либо за продукт глубоких диагенетических и эпигенетических метаморфических преобразований.

Таким образом, в отношении происхождения полосчатых железных руд до сих пор существуют весьма различные и частично взаимоисключающие точки зрения.

Изучение железорудных месторождений в девонских вулканогенно-осадочных отложениях Алтая дает некоторые новые представления об условиях формирования полосчатых железных руд.

Железорудные месторождения Алтая исследовали многие геологи Западно-Сибирского, Восточно-Казахстанского геологических управлений и ряда научных учреждений. Наиболее полные сведения об этих работах опубликованы Зиминим [7], Калугиным [11—14], Кузнецовым [15], Лапиным [16], Поповым [22]. Учитывая все имеющиеся материалы, а также результаты своих полевых и камеральных исследований и обобщений, автор приводит характеристику железорудных месторождений Алтая.

Размещение, состав и масштабы оруденения; состав вмещающих отложений. Месторождения полосчатых гематитовых руд и их метаморфизованных магнетито-гематитовых и

магнетитовых аналогов на Алтае находятся в складчатых вулканогенно-осадочных отложениях ниже- и среднедевонского возраста [13]. Не подвергшиеся денудации железоносные отложения с общей площадью до 20 тыс. км² расположены в южной части Алтая в полосе протяженностью до 600 и шириной до 150 км (рис. 1). Рудоносная область входит в состав крупной тектонической герцинской складчатой структуры Алтая, развившейся из вторичной сложно построенной геосинклинали и прилегающих к ней зон. По палеогеографическому положению эта область относится нами к типу внутренних островных вулканических дуг или континентальных океанических окраин, переходных от площадей наземного существенно эксплозивного вулканизма и древней фумарольно-сульфатарной деятельности к трансгрессирующим морским бассейнам.

Многие железорудные месторождения Алтая еще не разведаны, поэтому их общие запасы могут быть оценены пока только предварительно в пределах трех миллиардов тонн. На самом крупном Холзунском месторождении вероятные запасы, по определению Западно-Сибирского геологического управления, составляют до 1,3 млрд. т.

Около 50—70% мощности железоносных отложений составляют туфы и эффузивы риолитовых, дацитовых и трахитовых порфиров, альбитофиров и кератофиров, реже встречаются трахиандезитовые и андезитовые, еще реже диабазовые порфириты, наконец диабазы и спилиты [10].

В вулканогенно-осадочной (обычно верхней) — надрудной части разреза преобладают туффиты и вулканомиктовые обломочные породы, менее распространены глинистые, затем карбонатные и только местами встречаются кремнистые осадки.

Химическая характеристика типичных пород девона Алтая (по материалам автора, частично А. Г. Гузмана, Э. Г. Кассандрова и В. Г. Пономарева) приведена в таблице.

Химический состав типичных пород
(по материалам автора, частично А.Г.Гузмана, Э. Г. Кассандрова и др.)*

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,07	65,03	68,05	59,15	50,52	74,37	68,20	32,08
TiO ₂	0,34	0,81	0,83	0,82	2,65	0,41	0,78	0,37
Al ₂ O ₃	12,73	15,20	14,24	16,64	13,83	10,78	14,92	7,01
Fe ₂ O ₃	3,51	1,92	3,88	5,69	3,67	5,31	7,14	54,99
FeO	1,66	3,08	0,23	3,68	8,01	1,83		1,57
MnO	0,06	0,04	0,13	0,05	0,49	0,03	0,06	0,03
MgO	0,73	1,85	0,56	2,08	3,85	0,77	0,88	0,41
CaO	0,97	1,65	0,74	2,25	7,49	0,24	0,38	0,18
Na ₂ O	1,03	4,73	4,58	3,25	5,49	0,12	0,32	0,15
K ₂ O	4,04	1,99	4,23	4,45	0,66	3,70	4,25	1,99
P ₂ O ₅	0,12	0,27	0,27	0,26	0,20	0,05	0,17	0,08
H ₂ O	0,68	0,30	0,08	0,09	0,08	0,17	0,21	0,10
п. п. п.	2,57	3,21	0,38	2,07	2,50	1,98	2,68	1,25
Fe _{вал}	3,73	3,72	—	—	—	5,13	—	39,79

* 1 — игнимбриты и туфы риолитовых порфиров. Месторождения Калгутинское, Водопадное, Эльбесин и Зырянское. Подрудная наземная часть разреза. Среднее из 16 анализов (обр. 4; 46; 4в; 6—1; 7/65; 609 д, е, и, л; 0/62; 612; 615 в/60; 636 д, р/62; 501—512; 511/64); 2 — кварцевые кератофилы шаровые. Калгутинское месторождение. Надрудная субмаринная часть разреза. Среднее из 4 анализов (обр. 601а, ж/62, 683/61, 458/59); 3 — кератофир (Игнимбрит). Холзунское месторождение (обр. 2036/62); 4 — порфириты трахиандезитовые (Игнимбриты и туфы). Холзунское месторождение. Среднее из двух анализов (обр. 20236/65; 2045—1/65); 5 — диабазы. Кристальное месторождение. Подрудная часть разреза. Среднее из двух анализов (обр. 692а, а1/62); 6 — туффит из слоев между слоями гематита. Месторождение Калгутинское, Водопадное, Эльбесин. Среднее из 11 анализов (обр. 11 и 5, 11 и 7/65; 50—1, 3, 5/58; 145—1/58; 645—1, 2/60; 659—1, 4, 6/59); 7 — нерудная часть слоев гематита, пересчитанная на 100% после замены Fe₂O₃ + FeO на сумму тех же окислов в соседних слоях туффита. Месторождения Калгутинское, Водопадное, Эльбесин. Среднее из 10 анализов (обр. 11 и 4, 11 и 6/65; 49 (7—8) 58; 50—2, 4/58; 145—4, 5/58, 645—3/60, 659—3,5/59); 8 — рудные гематитовые слои. То же, что 7, без пересчета. (В знаменателе указан год отбора перечисленных образцов, например 50—2,4/58 — год отбора этих образцов 1958).

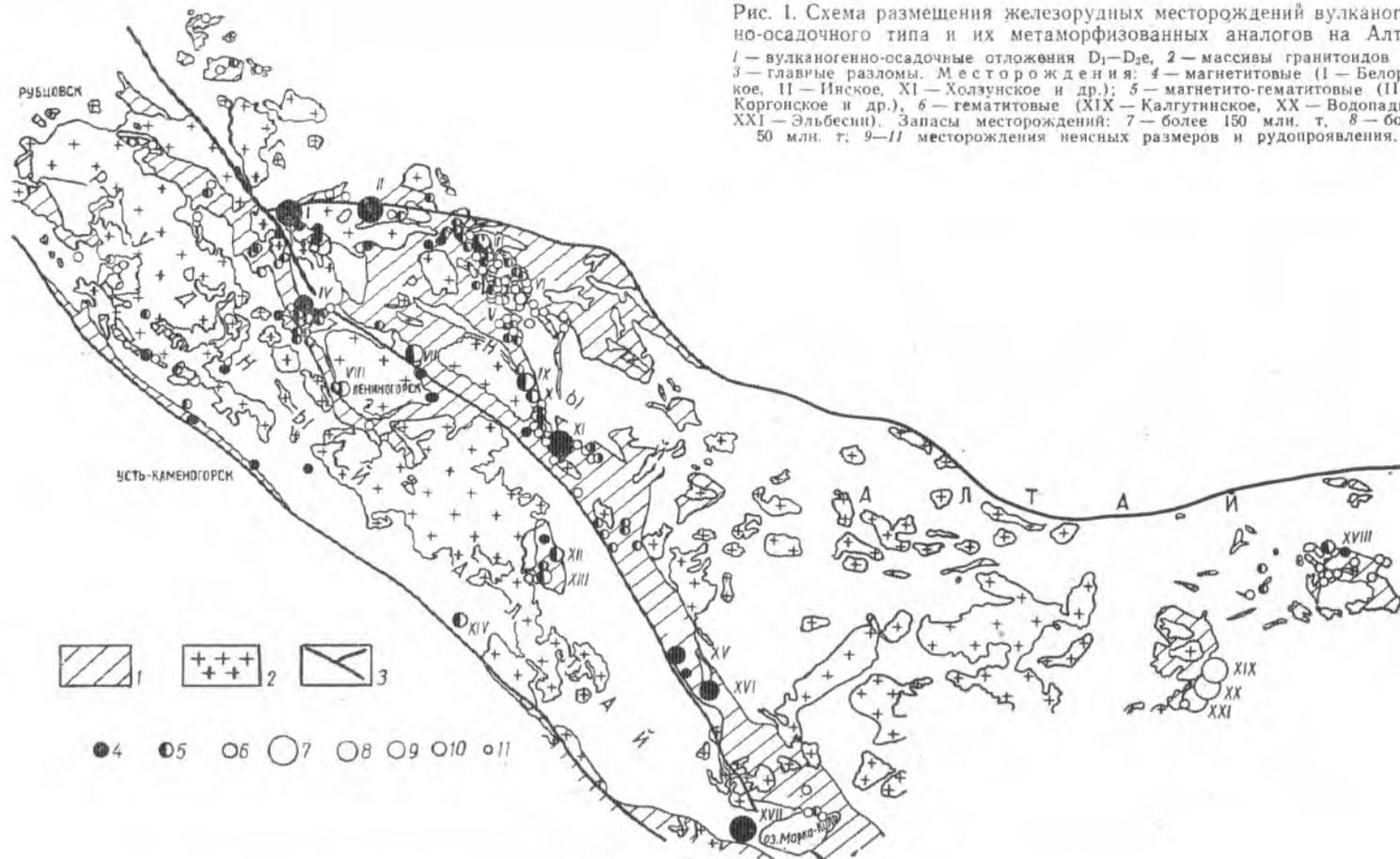


Рис. 1. Схема размещения железорудных месторождений вулканогенно-осадочного типа и их метаморфизованных аналогов на Алтае: 1 — вулканогенно-осадочные отложения D_1 — D_2 , 2 — массивы гранитоидов Pz , 3 — главные разломы. Месторождения: 4 — магнетитовые (1 — Белорецкое, II — Инское, XI — Холзунское и др.); 5 — магнетито-гематитовые (III — Коргонское и др.); 6 — гематитовые (XIX — Калгутинское, XX — Водопадное, XXI — Эльбесни). Запасы месторождений: 7 — более 150 млн. т, 8 — более 50 млн. т; 9—11 месторождения неясных размеров и рудопроявления.

Девонские железоносные отложения Алтая мощностью 1—3 км в целом выделяют как риолито-кератофировую кремнисто-карбонатно-туфогенную формацию.

Подрудные отложения и вероятные источники железа. На менее метаморфизованных и лучше изученных месторождениях Юго-Восточного Алтая — Калгутинском, Водопадном, Эльбесине — под горизонтом слоистых гематитовых руд залегают витролитокристаллокластические игнимбриты и туфы риолитовых порфиров и кварцевых кератофиров мощностью от десятков до сотен метров. По многим признакам эти породы мы рассматриваем как наземные отложения раскаленных туфовых потоков типа Катмаи, Таупо-Роторуца в Новой Зеландии, озера Тоба на Суматре и пр.

Для химического состава игнимбритов и туфов Юго-Восточного Алтая характерно преобладание калия над натрием (таблица) и местные проявления глубокого ожелезнения, окремнения, нередко карбонатизации. Чрезвычайно важной особенностью подрудных игнимбритов и туфов является замещение первичных железосодержащих минералов — титаномагнетита, ильменита, биотита, амфиболов и, вероятно, пирита — маложелезистыми или безжелезистыми минералами — гидрослюдой, лейкоксеном, анатазом, кальцитом, кварцем, хлоритом типа дафнита. Местами наблюдаются новообразования гематита.

В самой верхней части туфов, до глубины в десятки метров от перекрывающего горизонта слоистых руд, распространены пятнистые, желваковые и сетчатые отложения колломорфного гематита, яшмоидов и барита. Таким образом в подручных игнимбритах и туфах Юго-Восточного Алтая установлена массовая миграция железа к дневной поверхности, вплоть до перекрывающего горизонта слоистых гематитовых руд.

Эти явления вместе с широко распространенной гидрослюдизацией, карбонатизацией, частичной каолинизацией и хлоритизацией пород сопоставимы с современными процессами поствулканической аргиллитизации вблизи от поверхности и в меньшей мере с процессами кислотного вымывания. Отсюда следует, что непосредственно перед отложением слоистых железных руд на Алтае существовали в основном наземные и, возможно, только частично подводные, туфовые и фумарольно-сульфатарные поля с таким же массовым выносом железа на дневную поверхность, как во многих современных вулканических областях.

По нашим данным и материалам Западно-Сибирского геологического управления, кислые игнимбриты и туфы занимали только в Юго-Восточном Алтае площадь более 10 тыс. км². Аналогичные отложения отмечены и в других железоносных районах Алтая — в Коргонском хребте Поповым [22], в Холзунском Э. Г. Кассандровым, в Зырянском районе Рудного Алтая В. Г. Пономаревым и т. д.

Явления массового выноса и миграции железа в районах современного наземного и подводного вулканизма широко освещены в ряде работ Зеленова [6 и др.]. Из этих данных, а также из исследований Набоко [17], Муродзуми [38], Ивао [8], Ткаченко [28], обобщающих работ Страхова [27] и других авторов совершенно очевидно, что в районах современного наземного вулканизма массовый вынос железа происходит не только из вулканических очагов, но и с небольших глубин (первых десятков и до сотен метров) разложения вулканогенных пород кислотами смешанного вадозно-вулканического происхождения. Много железа извлекается из свежих рыхлых и тонкоизмельченных обломочных вулканитов при интенсивных именно в подобных условиях почвенных процессах. Массовый вынос и миграция железа в поверхностных зонах и на дневной поверхности — характерная геохимическая особен-

ность областей наземного и особенно эксплозивного вулканизма вообще.

Масштабы этого выноса огромны. По Ивао [8], в Японии на одном участке с глубокой аргиллитизацией и кислотным выщелачиванием вулканических пород за короткий период плиоцен-плейстоцена с площади 10 км² было вынесено 100 млн. т железа. Кислые воды маленькой р. Юрьева, вытекающей из кратерной зоны вулкана Влодавца на о. Парамушир, выносят ежедневно в Охотское море, по данным Родионовой и др. [24], около 28—34 т железа.

Как показал Муродзуми [38], во время ливней количество железа, выносимого кислыми водами речки, вытекающей из кратера вулкана Ноборибэцу, увеличивается более чем в 150 раз за счет смыва ранее накопившихся на поверхности соединений. Содержание железа в водах рек Камчатки почти в 10 раз больше, чем в реках СССР в среднем [5]. Туфовые поля Юго-Восточного Алтая площадью 10 тыс. км², если извлечь из верхней пачки мощностью 50 м всего только 1/4 часть железа, могли бы дать около 12,5 млрд. т металла. Ниже покажем, что для месторождений железных руд на Алтае именно наземные вулканические поля были главным источником вещества.

Базальные пласты горизонта слоистых руд. В основании горизонта со слоистыми гематитовыми рудами и выше подстилающих игнимбритов и туфов на месторождениях Юго-Восточного Алтая залегают аркозового облика базальные туффиты мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. Они состоят из продуктов перемыва подстилающих витролитокристаллокластических туфов — оскольчатых, угловатых и окатанных зерен кварца, полевых шпатов, стопок измененного биотита, обломочков ильменита, циркона, апатита и пр. с примесью плохо различимого витрического вулканического пепла. Туффиты отличаются от подстилающих туфов меньшей крупностью и окатанностью зерен, напластованием, слоистостью и присутствием в верхней части диагенетических конкреций гематита. На Среднекедровском месторождении в Центральном Алтае слоистые гематитовые руды образуют линзы в более мелкозернистых литофациях среди конгломератов с обильной галькой вулканических окремненных пород.

В Юго-Восточном Алтае в основании рудного горизонта местами наблюдаются туфоаргиллиты с рассеянными зернами подстилающего кристаллокластического туфа. В базальных туфоалевролитах и туфоаргиллитах мы обнаружили послойные скопления барита и тончайшие стратиграфически выдержанные слойки с обильным аутигенным турмалином, иногда участвующие в сложных подводно-оползневых складках (рис. 2). Наличие слоев с барием и бором подчеркивает тесную связь состава туффитов с подстилающими туфами не только по обломочным, но и по аутигенным компонентам.

Базальные туффиты, очевидно, формировались в водной среде при слабом размыве или только затоплении свежих и частично рыхлых туфов одновременно с продолжавшейся в районе эксплозивной вулканической деятельностью. На полированных поверхностях и в шлифах из слойков замещенной породы наблюдаются распространенные в туффитах на переходе к рудам диагенетические конкреции гематита. По выходе из конкреций эти слойки утоняются в два-три раза и приобретают более простые формы горизонтального наслоения. Отсюда следует, что и после образования конкреций, т. е. достаточно длительное время, железоносные осадки отличались малой плотностью, по расчетным данным не более 1 г/см³ (без поровой воды). Конкреции гематита в зелено-серых туфоаргиллитах с кристалликами железистых карбонатов и пирита указывают на первично-окисную природу и на редукцию бедных кислородом маложелезистых вмещающих пород.

Горизонт слоистых полосчатых руд. Рудный горизонт менее метаморфизованных месторождений Юго-Восточного Алтая состоит из чередования пластов и пропластков гематитовой руды мощностью от метров до десятков сантиметров, с туффитами от псаммитовой до алевропелитовой размерности. Количество и мощность пластов руды и туффитов быстро изменяются в зонах более крупнозернистых туффитов и относительно выдержаны в тонкозернистых литофациях. Мощность горизонта изменяется от метров до нескольких десятков метров.

По простиранию без выклинивания горизонт прослежен на 15 км; в Холзунском районе Э. Г. Кассандров проследил его до 30 км. Здесь

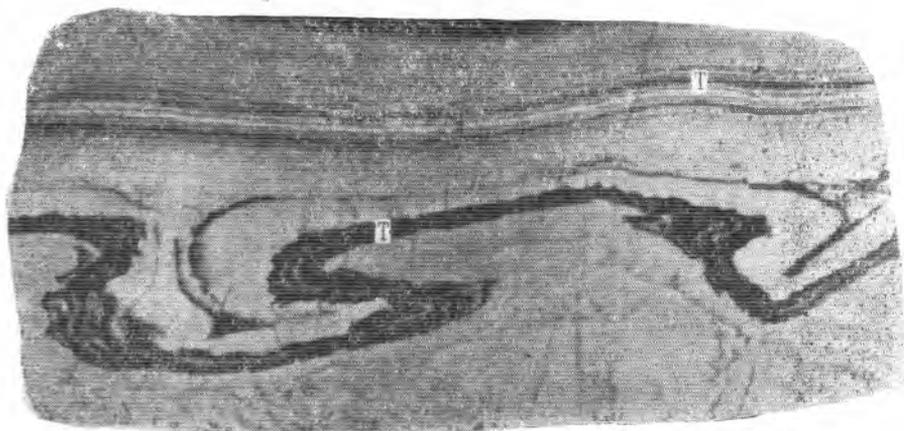


Рис. 2. Туфоаргиллит со слоями с обильным аутигенным турмалином (черное). В нижней части штуфа видны подводно-оползневые складки. Месторождение Эльбесин. Natur. величина.

наблюдается четкообразное следование собственно месторождений и рудных тел. На Коргонском месторождении в условиях горного рельефа руды без выклинивания прослеживаются на глубину более 1000 м, в бассейне р. Калгуты — до 800 м, на Холзунском месторождении — до 300 м.

Чередующиеся с рудами туффиты, как и подстилающие базальные туффиты и туфы, состоят на гематитовых месторождениях Алтая из обломочков кварца, калиевого полевого шпата и кислых плагиоклазов, чешуек гидрослюдизированного и хлоритизированного биотита, зерен лейкоксенизированного ильменита и титаномагнетита, циркона, апатита и часто плохо различаемой девитрифицированной пирокластик. В цементе и новообразованиях распространены серицитоподобные гидрослюды, местами хлориты, карбонаты, тонкие зернышки анатаза, апатит, турмалин, барит, пирит, глинистые минералы группы каолинита и монтмориллонита и др.

Как видно из таблицы, туффиты межрудных слоев очень близки к подстилающим туфам и по химическому составу, отличаясь несколько повышенным содержанием кремнезема и более значительным преобладанием калия над натрием при несколько меньшем содержании глинозема.

Общий облик, минеральный и химический состав руд. В рудах наименее метаморфизованных месторождений Алтая часто наблюдается характерное ритмичное чередование горизонтальных слоев гематита и туффита (обычно с тонкой микрослоистостью) мощностью несколько миллиметров, реже крупнее. Специалисты по же-

лезистым кварцитам — Я. Н. Белевцев, Ю. Г. Гершойг, М. И. Калганов, М. С. Точилин, Г. Гросс и др. при рассмотрении образцов типичных слоистых гематитовых руд Алтая убедились в поразительном сходстве их облика с полосчатыми железными рудами типа джеспилитов в других районах мира.

Важнейшее отличие алтайских руд от древних джеспилитов — переходы от ритмичнослоистых руд к рудам со сложными текстурами мелководья и присутствие в их составе, как и в чередующихся с ними туффитах, обильного перемытого вулканокластического материала и не-

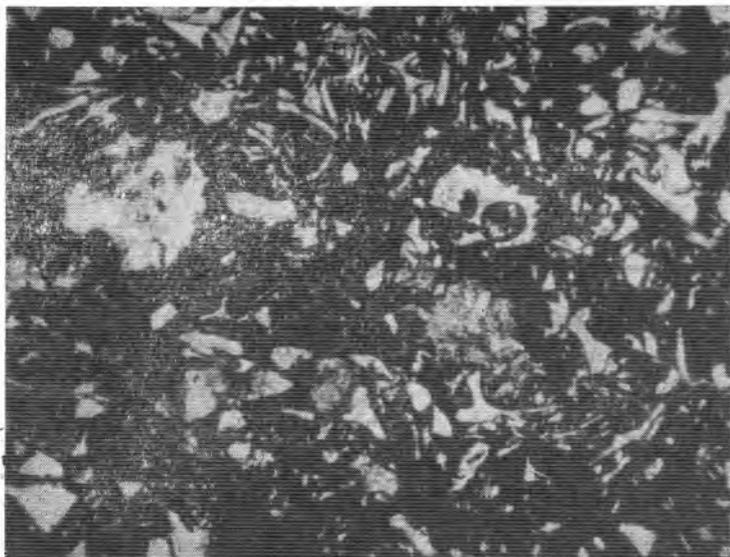


Рис. 3. Вулканический пепел пузырчатый, рогульчатый и оскольчатый в слоистой гематитовой руде (черное). Месторождение Калгутинское. Шлиф, ув. 45.

сомненно свежего вулканического пепла (рис. 3). Кроме того, в рудных слоях содержатся серицитоподобные гидрослюды, хлориты, кварц, карбонаты, каолинит, монтмориллонит, аутигенный (местами обильный) турмалин, безжелезистые титановые минералы, барит и фосфаты.

Основным рудным минералом является микрочешуйчатый и микро-таблитчатый гематит с реликтами сферических форм размером в тысячные доли миллиметра. Часто полусферы гематита образуют каемки у нерудных обломков, в частности вокруг пепловых частиц.

В основании и в верхней части горизонта встречаются прослойки с железистыми карбонатами, обнаруженными также в ядрах конкреций с гематитовой оболочкой. Довольно часты волнистослоистые гематитовые руды с гидрослюдой и кварцином, возникшим за счет глубокого разложения вулканокластического материала. Эти образования напоминают продукты глинизации, опализации и лимонитизации чередующихся слоев вулканокластического материала и гидросульфидов железа в отложениях современных кальдерных ванн.

В гематитовых слоях (таблица, 8), кроме преобладающей окиси железа, имеется небольшое количество его закиси. Нерудная часть рудных слоев отличается от туффитов смежных слоев несколько меньшим содержанием кремнезема и большим — глинозема, двуокиси титана, щелочей и потерь при прокаливании.

В наименее метаморфизованных гематитовых рудах установлены акцессорные примеси германия, мышьяка, сурьмы, бора и бария,

характерные в совокупности для отложений многих термальных источников современного вулканизма.

Текстуры и общие условия отложения руд. Руды с прослоями туффитов псаммитовой и алеврито-псаммитовой размерности характеризуются пестротой текстур и многочисленными признаками мелководья, включая зону литорали. Здесь распространены трещины усыхания (рис. 4), знаки ряби волнения и ромбовидная рябь, полости газовых пузырей, желоба и плоские поверхности размыва, брекчии с хаотически перемещенными рваными кусками слоистой руды и расплывшимися фрагментами туффита (рис. 5), мелкие и крупные

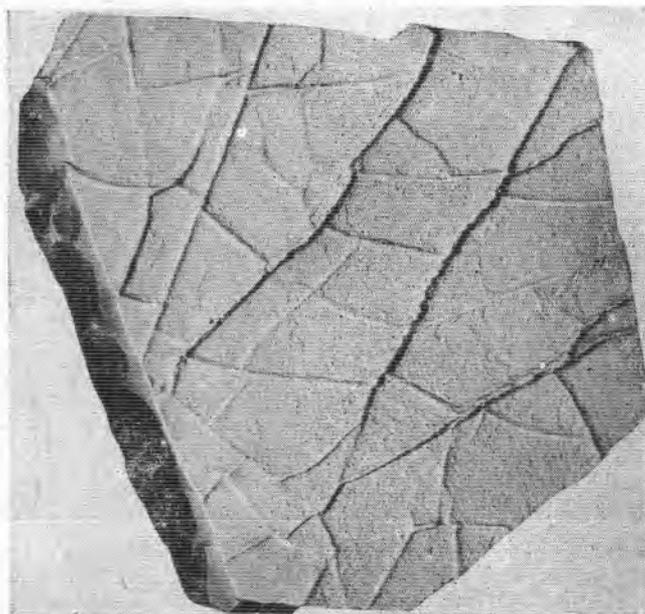


Рис. 4. Трещины усыхания в гематитовом туфоалевролите из горизонта гематитовых руд. Месторождение Калгутинское. $1/4$ натур. величины.

наземные растительные остатки (рис. 6), водоросли и следы ползающих и роющих организмов, встречены глиптоморфозы по каменной соли и т. п. В алевритовых литофациях часты подводные оползневые деформации. В маложелезистых слойках туффита проявляется редукция в виде образования кристалликов железистых карбонатов и пирита.

Кроме горизонтальной ритмичной и местами гравитационной слоистости здесь часто встречается волнистая, косоволнистая и сложнопорванная слоистость, нередко с глубоким размывом в основании туффитовых слойков.

Таким образом, формирование рудного горизонта литофации более крупнозернистых туффитов происходило в мелководье и лишь частично непосредственно на грани суши и моря, откуда следует, что основным источником вещества для рудного горизонта была суша. Совершенно очевидно также, что рудное вещество вместе с чередующимся кластическим материалом до захоронения неоднократно претерпело переотложение.

В Юго-Восточном Алтае руды местами перекрываются линзами известняка и доломита с брахиоподами, кораллами, криноидеями и водорослями эйфельского яруса. В смежных с рифовыми фациями разре-

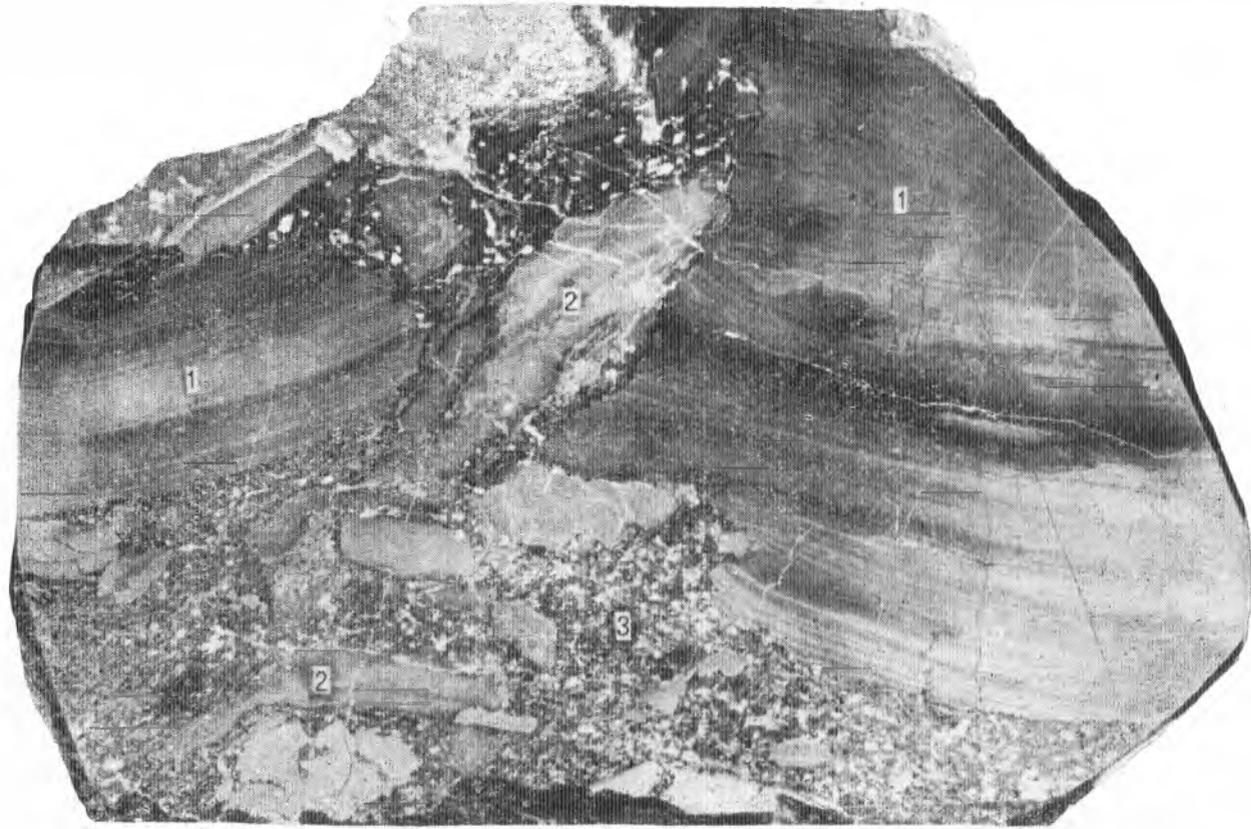


Рис. 5. Куски тонкослойной гематитовой руды (1) с рваными краями и следами пластических деформаций и расплывшиеся куски туффита (2) в кристаллокластическом туфовом цементе (3). Из отложений древнего грязевого потока в горизонте слоистых гематитовых руд месторождения Водопадного. Натур. величина.

зах над рудами иногда залегают шаровые лавы кварцевых кератофи-
ров (см. таблицу), свидетельствующие о продолжавшейся вулканиче-
ской, но уже подводной деятельности. Из приведенных данных следует,
что рудный горизонт вместе с его базальным туффитом или конгломе-
ратом образует основание трансгрессивной серии осадков.

Элементы морфологии и механизм образования
ритмично-слоистых руд. На первых километрах месторожде-
ний Юго-Восточного Алтая рудоносные псаммитовые и алеврито-псам-
митовые литофации сменяются алеврито-пелитовыми с резко преобла-

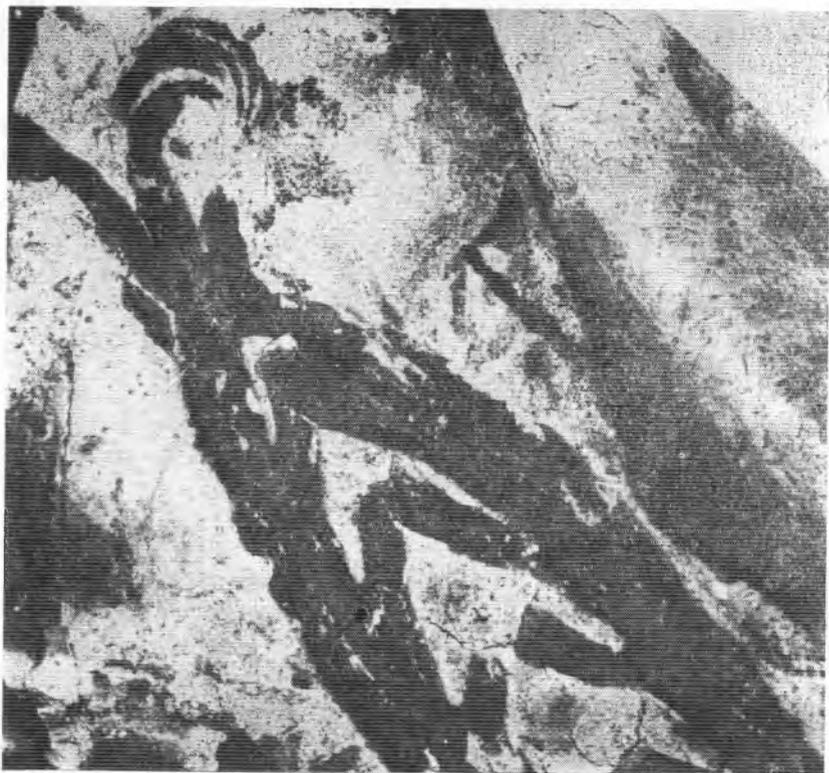


Рис. 6. Отпечатки *Jenisseiphyton rudnevae* (Peresvetov) Ап. в гематитовом туфоалевролите с трещинами усыхания (см. рис. 4). Месторожде-
ние Калгутинское. $1/2$ натур. величины.

дающей ритмичной горизонтальной слоистостью руд и наиболее чет-
ким разделением на рудные и нерудные пласты, слои и слойки
(см. рис. 7, 8, 9). Именно эти руды более всего похожи на полосчатые же-
лезистые кварциты. По составу они отличаются от руд более крупно-
зернистых литофаций лишь несколько повышенными содержаниями ка-
лия, двуокиси титана и большими потерями при прокаливании соответ-
ственно с большей долей глинистого вещества. Вместе с тем отсутствие
или слабое проявление тех признаков мелководья, которые наблюда-
ются на простирании в зонах более грубозернистых литофаций — тре-
щин усыхания, ряби, газовых пузырей, косой слоистости, глубоких же-
лобообразных внутрипластовых размывов и т. д. — свидетельствуют об
относительно более глубоководных условиях формирования ритмично-
слоистых руд алевропелитовой литофации.

Ритмично чередующиеся слойки гематита и плотного слегка фар-
форовидного алевропелитового туффита образуют серии, отличающие-

ся друг от друга толщиной слоев и другими деталями строения. В серии обычно насчитывается до нескольких десятков слоев, мощности которых изменяются от миллиметров до 2—3 см. Относительно выдержанное соотношение мощностей рудных и нерудных слоев определяет также приблизительно одинаковое суммарное количество рудного и нерудного вещества в сериях с различной мощностью слоев. Содержание железа в слоях изменяются приблизительно в пределах 40—50% в рудных и около 2—5% в нерудных, при среднем содержании в наиболее распространенных убогих рудах 25—30%.

Изучение морфологии нижней и верхней границ слоев в руде позволяет выделить ритмослои из туффита внизу и рудного вещества вверху (рис. 7). В основании многих ритмослоев наблюдаются размывы (рис. 7, 8, 9). Рудное вещество во время размыва, как видно из рис. 8, имело рыхлую иловую и хлопьевидную консистенцию и обычно не претерпевало значительного бокового переноса. Гораздо реже встречаются признаки размыва уже уплотненных (рис. 9 и 10) и, как исключение, твердых рудных слоев, судя по их отторженцам с рваными краями или же кусочкам руды с угловатыми ограничениями в вышележащем туффите. Признаков значительного бокового сноса вещества здесь обычно также не обнаруживается.

Впечатление, будто бы размыв в основании туффита всегда проникает лишь на доли миллиметра или миллиметры и останавливается в первом снизу рудном слое, обманчиво. В действительности ритмослои туффит — гематит с размывом лежат на слоях не только рудного вещества, но и туффита, проникая на глубину целых серий слоев, как это видно из рис. 9. Останцы размытых серий слоев указывают, что размыв проходил в целом параллельно наложению.

Совершенно ясно, что взмучивание любого количества рудных и туффитовых слоев будет сопровождаться отложением вместо них, как правило, одного ритмослоя с туффитом внизу и рудным веществом вверху. Едва ли следует также сомневаться в том, что ритмическая текстура руд в конечном счете формируется как продукт наиболее глубоких и, следовательно, относительно редких взмучиваний, поскольку текстуры слабых волнений уничтожаются при более интенсивных движениях воды. Это подтверждается отмеченными случаями уплотнения и нередко даже некоторого отвердения осадков перед

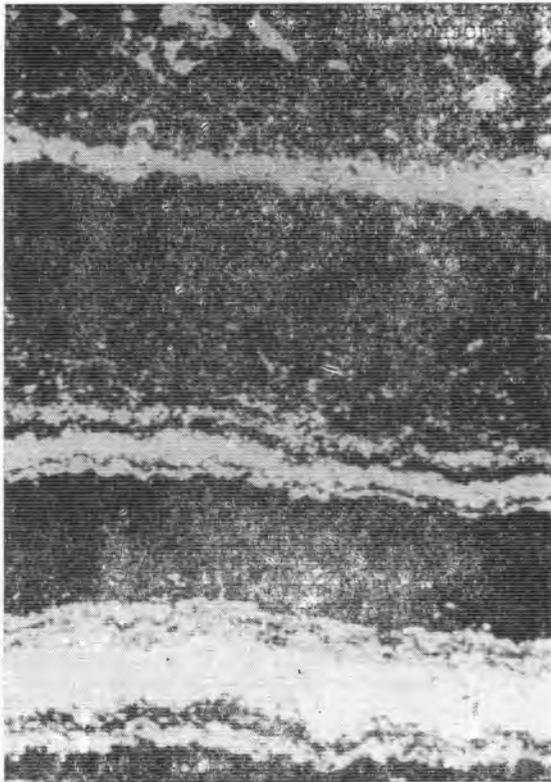


Рис. 7. Ритмослои в полосчатой гематитовой руде (белое — туффит, черное — гематит). Нижняя граница ритмослоев неровная и резкая, но при данном увеличении ее природа не распознается. Месторождение Эльбесин. Шлиф, ув. 15.

захоронением под вышележащим ритмослоем. Нетрудно показать, что чем реже происходят глубокие взмучивания и чем больше между ними накапливается в осадке вещества, тем толще окажутся ритмослои.

Итак, ритмичнослоистые (типа слоистости джеспилитов) текстуры железных руд Алтая образуются в результате периодически повторяющегося приблизительно параллельного наслоению взмучивания серий слоев рудного и нерудного веществ и последующего гравитационного отложения этих двух основных компонентов в виде ритмослоев туффит — руда. Рудоотложение происходило, по-видимому, на относительно плоском и горизонтальном дне при глубине на пределе досягаемо-

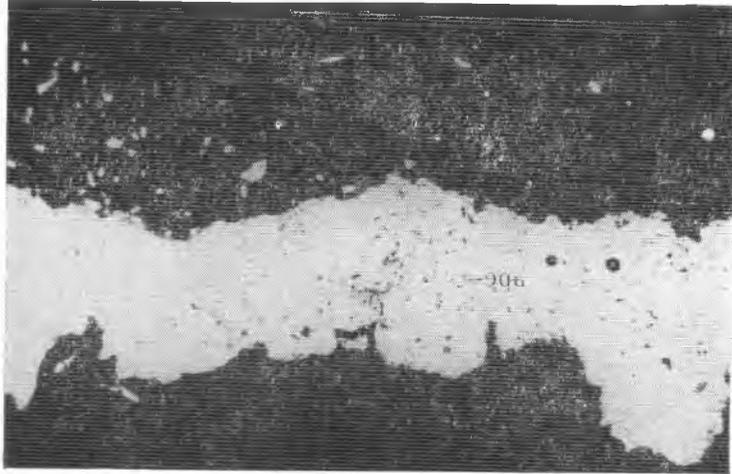


Рис. 8. Граница ритмослоев в полосчатой гематитовой руде (белое — туффит, черное — гематит). В основании туффита виден размыв — взмучивание еще не отвердевшей массы подстилающего рудного слоя. Поверхность размыва перекрыта сглаживающим выступы и впадины тонким плотным слоем туффита. Выше — пунктирный слой, зона перехода к чисто рудной, верхней части ритмослоя. Месторождение Эльбесин. Шлиф, ув. 25.

сти волнений. Важнейшими причинами взмучивания мы считаем, по нашим наблюдениям, штормовые и, возможно, сейсмические встряски.

Образование ритмичной слоистости в гематитовых рудах Алтая определяется не только явлениями взмучивания. Мы уже описывали подобные текстуры в рудном горизонте Юго-Восточного Алтая, возникшие в результате периодического привноса пеплового материала. Отмечали также чередующиеся слои туффита и гематита с гравитационной слоистостью, увенчивающие серии однообразно наклоненных косых слоев, которые заключают рваные расплывающиеся куски песчано-алевритовой массы. В этом случае естественно допустить, что не только привнос, но и отложение вещества было обусловлено периодическими мутьевыми или грязевыми потоками.

Некоторые эпигенетические преобразования руд и вмещающих пород. Уже в слабо метаморфизованных ясно-слоистой гематитовых рудах Алтая наблюдается много проявлений глубокой перестройки первичного состава и морфологии руд. Таковы, например, массовые новообразования аутигенного турмалина за счет глинистого и пеплового вещества; глубокое древнее окисление первичных карбонатов железа с полным или частичным замещением гематитом; жильные отложения альпийского типа с кварцем, спекуляритом, альбитом, новыми генерациями турмалина, и т. п.

При усилении регионального метаморфизма уже в начальных суб-фациях зеленых сланцев первичные пелитоморфные и кластические структуры сменяются бластическими вследствие появления новообразованных чешуйчатого гематита, кварца и карбонатов, эпидота, биотита,

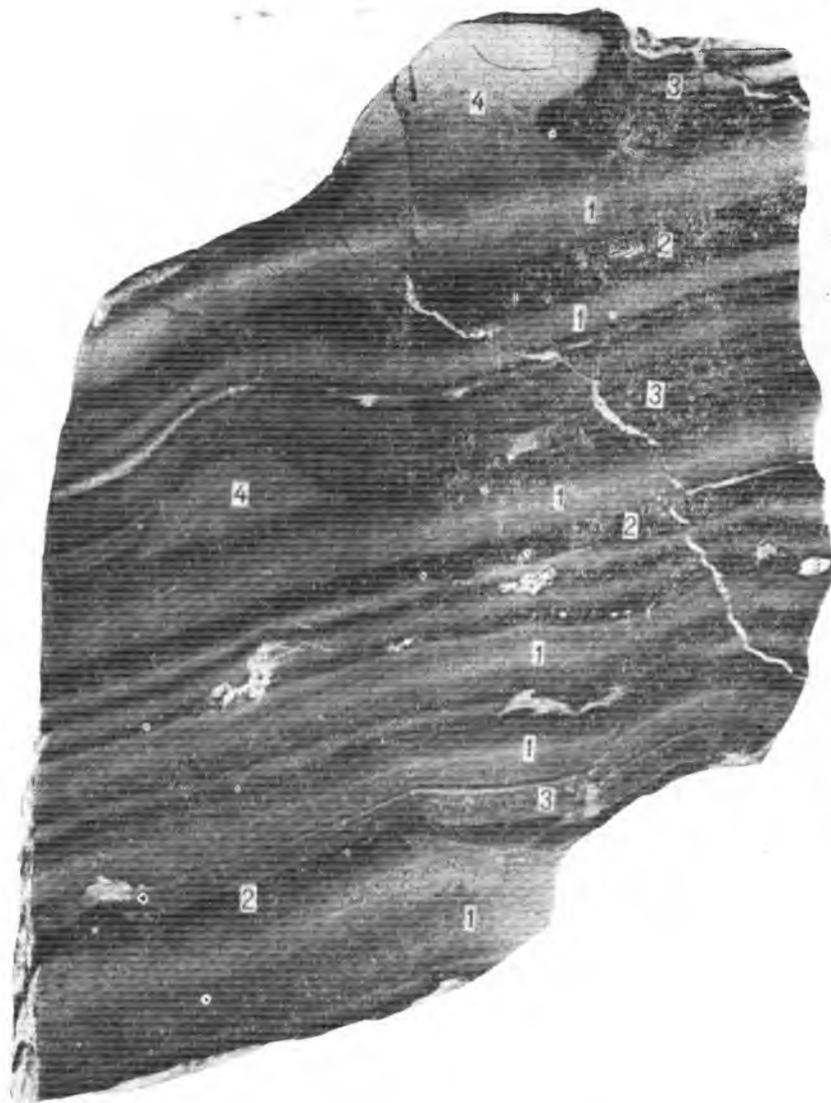


Рис. 9. Гематитовая руда с преобладающим горизонтальным ритмичным кажущимся согласным наслоением:

1 — гематит. 2 — красный гематитовый туфоалевролит. 3 — красно-серый туфоалевролит — туфоаргиллит. 4 — останцы размытых серий тонких рудных и туффитовых слоев, рядом с которыми ритмослои залегают мнимо согласно. Месторождение Эльбесин. Полированный штуф, натур. величина. (Рекомендуется смотреть с лупой).

актинолита, альбита и др. Увеличиваются размеры чешуек гематита и поэтому исчезают микроолиты и микросферолиты. Претерпевает перекристаллизацию, утрачивает характерные формы и почти не опознается пепловый материал.

Основная ритмичнослоистая текстура отлично сохраняется, но первичная кластическая природа мелкозернистой силикатной части из-за

перекристаллизации обнаруживается только по реликтам или косвенным признакам, так же как и размыты в основании подавляющего большинства ритмослоев.

К характерным изменениям руд в фации зеленых сланцев относится образование рассеянных вдоль слоев мелких, до 0,5—1,0 мм, октаэдров магнетита. Размеры этих кристаллов всегда больше размера чешуек более раннего гематита, и поэтому псевдоморфоз магнетита по

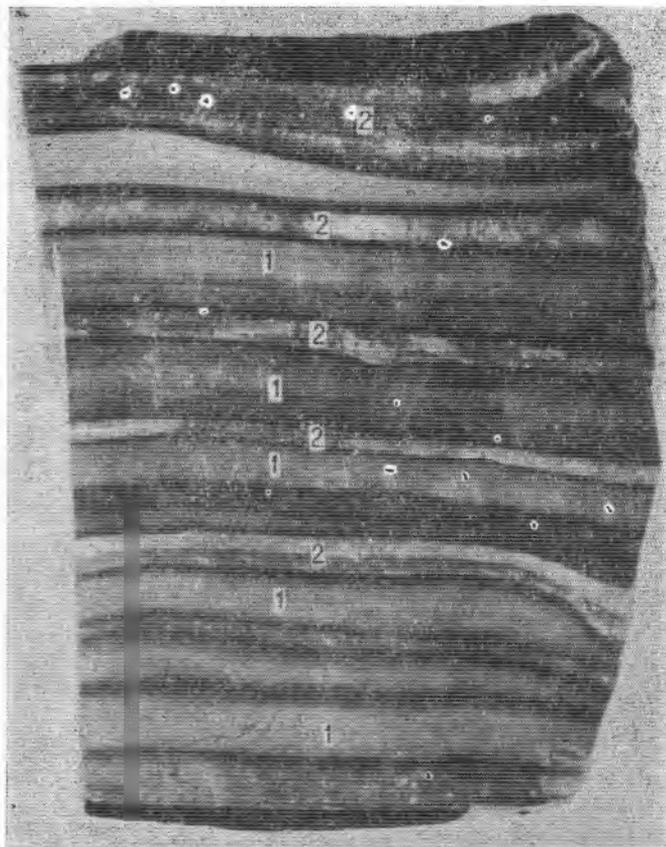


Рис. 10. Горизонтально- и ритмичнослоистая гематитовая руда. Месторождение Эльбесин. Натур. величина.

1 — микрослоистый гематит, 2 — алевропелитовый туффит ясно или скрытомикрослоистый.

гематиту обнаружить не удалось. Вокруг идиобластов магнетита в телях давления развиваются кварцевые оторочки.

Еще более глубокие преобразования руд наблюдаются около гранитных массивов и особенно в зонах динамометаморфизма и гранитизации.

Прослеживание по простиранию показало, что с приближением к гранитным массивам происходит полная перекристаллизация вмещающих руд туфогенных отложений, а вблизи самих гранитов — эффузивов и грубых вулканокластов, с образованием агрегатов пироксена, граната, амфиболов, пород лептитовой группы и пр. Соответственно слоистые гематитовые и более сложного состава первичные руды преобразуются в магнетитовые со скарновым или гидросиликатным комплексом сопутствующих минералов.

Нередко сохраняется полосчатость руд с чередованием рудного и силикатного материала. Крупные массы железных руд Инского и Белоречского месторождений на Алтае близ гранитов превращены в магнетитовые роговики с великолепной торцовой структурой. В тектонически подвижных зонах еще до глубокого контактового метаморфизма руды претерпевают интенсивную складчатость, будинаж, рассланцовку и пр.

По составу и метаморфизму руд и вмещающих отложений эту группу месторождений Алтая мы сопоставляем с железорудными месторождениями Центральной и Северной Швеции — с полосчатыми, скарновыми и апатито-магнетитовыми рудами лептитовой и риолито-кератофировой формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Источником вещества для полосчатых железных руд на наиболее изученных месторождениях Алтая были наземные туфовые, игнибритовые и лавовые, частично фумарольно-сульфатарные поля с явлениями выноса железа к дневной поверхности вадозно-вулканическими водами и эксгаляциями. Рудное и силикатное вещество отлагалось в смежных с вулканической сушией относительно изолированных неглубоких морских заливах.

По источнику, способу и условиям отложения вещества рассматриваемые месторождения Алтая относятся к вулканогенно-осадочным.

2. В общей группе известных в СССР и за рубежом вулканогенно-осадочных месторождений железных руд (по материалам Алтая) могут быть выделены [11—14]:

а) особый генетический класс месторождений (с вулканогенным наземным источником вещества и субмаринными условиями отложения) в отличие от месторождений собственно подводного или наземного происхождения; выделение такого класса имеет теперь и общетеоретическое обоснование [27, стр. 350];

б) железорудная формация вторичных геосинклиналей с преобладанием продуктов эксплозивного кислотно-щелочного вулканизма — в отличие от формаций эвгеосинклинального типа, с большой ролью слабо эксплозивного основного вулканизма; близкое к этому подразделение имеется для докембрийских железорудных формаций [30];

в) железорудная формация локальных бассейнов — в отличие от фаций с полосчатыми рудами крупных региональных бассейнов.

3. Полосчатые железные руды Алтая формировались в условиях многократного взмучивания и последующего гравитационного осаждения рудных осадков в виде ритмослоев туффит — руда. Захоронялись ритмослои, возникавшие при наиболее глубоких и поэтому редких взмучиваниях, объединявших вещество предшествующих мелких ритмослоев.

Полосчатые текстуры железных руд Алтая закономерно сочетают внешне противоречивые признаки быстрого и элементарно простого отложения каждого отдельного ритмослоя и геологической длительности и сложности образования рудного осадка в целом. При массовом привносе пирокластического материала или вторжении грязевых и мутевых потоков некоторые полосчатые текстуры руд Алтая обуславливаются также пульсирующим притоком вещества.

4. В девонских полосчатых железных рудах Алтая наблюдается множество признаков глубоких сингенетических, диагенетических и эпигенетических преобразований их первичного состава и морфологии. При региональном метаморфизме уже на ступени фации зеленых

сланцев почти бесследно исчезают из-за перекристаллизации формы витрического вулканического пепла и тонкого кремнистого и кварцевого кластического материала, микроолиты, органические остатки и примесь глинистого вещества, а также многие детали морфологии, указывающие на природу ритмичной слоистости. Общий характер ритмичности, руда — силикатный слой сохраняется. Еще более глубокие изменения происходят при контактовом метаморфизме и гранитизации.

5. Материалы по Алтаю обращают внимание исследователей на некоторые, по-видимому, еще мало изученные возможные условия образования аналогичных полосчатых железных руд в других районах — связь с продуктами наземного вулканизма, перемешивание в зоне мелководья и дальнейшее периодическое взмучивание рудных осадков, вероятную большую роль в составе метаморфизованных руд трудно распознаваемого тонкого кремнистого и пирогенного кластического материала и пр.

Исследование подобных вопросов тесно связано с общей разработкой проблем вулканогенно-осадочного, диагенетического и метаморфогенного рудообразования, приобретающих все большее значение как для теории, так и для практики геологических работ [1, 23, 27].

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. и др.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
2. Белевцев Я. Н., Скуридин С. А.— В кн.: Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.
3. Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 8.
4. Горяинов П. М.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, в. 1. «Недра», М., 1966.
5. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. «Наука», М., 1965.
6. Зеленов К. К.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, 8.
7. Зимин С. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
8. Ивао Ш.— В кн.: Геохимия поствулканических процессов. Изд-во «Мир», М., 1965.
9. Калганов М. И.— В кн.: Железорудные месторождения СССР, 8, Изд-во АН СССР, М., 1965.
10. Калугина Т. С., Калугин А. С.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. «Наука», М., 1966.
11. Калугин А. С.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, М., 1959.
12. Калугин А. С.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Труды XXII сессии МГК. «Недра», М., 1964.
13. Калугин А. С. и др.— В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Труды СНИИГГИМС, в. 29. Изд-во СНИИГГИМС, Новосибирск, 1964.
14. Калугин А. С.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири, ч. II. Труды СНИИГГИМС, в. 34. Изд-во СНИИГГИМС, Новосибирск, 1965.
15. Кузнецов В. А.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
16. Лапин Б. Н.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
17. Набоко С. И.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. Изд-во «Недра», М., 1965.
18. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. Геолразведиздат, М.—Л., 1933.
19. Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Изд-во «Мир», М., 1966.
20. Плаксенко Н. А.— В кн.: Железорудные месторождения СССР. Изд-во АН СССР, М., 1955.
21. Половинкина Ю. Ир. Основные черты геологии месторождений железистых кварцитов. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 4. Изд-во АН СССР, М., 1948.

22. Попов В. Е. Девонские осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая (стратиграфия, состав, металлогения). Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. ВСЕГЕИ, Л., 1964.
23. Пустовалов Л. В.—Сов. геология, 1964, 8.
24. Родионова П. Н. и др.—В кн.: Современный вулканизм. «Наука», М., 1966.
25. Семенов Н. П.—В кн.: Генезис железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
26. Соколов Г. А.—В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
27. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
28. Ткаченко Р. И. Гидротермальная деятельность в областях активного вулканизма и некоторые особенности перемещения породообразующих компонентов. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. ГИН АН СССР, М., 1965.
29. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
30. Формозов Л. Н.—В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. Труды ГИН АН СССР, в. 141. «Наука», М., 1965.
31. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, М., 1958.
32. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Изд-во АН УССР, К., 1958.
33. Alexandrov E. A.—Econ. Geol., 1955, 50, 5.
34. Goodwin A. M.—Bull. Geol. Soc. Amer. 1962, 73, 5.
35. Gross G. A.—Econ. Geol. Report 1, N 22. Geol. Surv. of Canada. Ottawa, 1965.
36. James H. L.—Econ. Geol., 1954, 49, 2.
37. Moore E. S., Maynard J. E.—Econ. Geol., 1929, 24, 3, 4, 5.
38. Murosumi M.—J. of Geography, 1960, 69, 1, (715).
39. Oelsner O.—Geol. Gesellsch. B. 6, Hf. 1. Berlin, 1961.
40. Oftedahl Ch.—Geol. För. i Stockholm Forh. 1958, 80, Hf. 1, N 492.
41. O'Rourke J. E.—Econ. Geol., 1961, 56, 2.
42. Rösler H. J. Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn — Dill in Ostthüringen. Freiberg Forschungshefte, 1962, 2, 138.
43. Sakamoto T.—J. Sci., 1950, 248, 7.
44. Spencer E., Percival F. G.—Econ. Geol., 1952, 47, 4.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

М. Т. КОЗЛОВ

Кольский филиал АН СССР

Очень своеобразными породами являются различные метасоматические образования, которые развиваются по бластомилонитам метаморфических пород в зонах разрывных нарушений во многих районах Кольского полуострова. Из них наиболее замечательны метасоматические кварциты, которые мы впервые установили в центральной части Кольского полуострова.

Метасоматические кварциты отличаются от описанных в литературе составом и генезисом. Это породы с полосатой или массивной текстурой, состоящие из кварца, магнетита и пироксенов с примесью граната, биотита, серицита, амфибола, эпидота и единичных зерен апатитов, пирита, халькопирита, сфена, реже они анхикварцевые. Некоторые различия этих кварцитов по внешнему виду трудно отличить от седиментогенных железистых кварцитов из месторождений докембрия.

Впервые на возможность образования на Кольском полуострове железистых кварцитов (магнетитовых сланцев) при метасоматозе указывал А. А. Полканов [6, 7] при изучении генезиса железных руд. Он

пишет: «Породы эти возникли при метасоматозе пород типа амфиболитов или гиперстеновых гнейсов, вероятно, как осадочного, так и магматического происхождения. Железо содержалось частью в замещаемой породе, но затем перераспределялось, и, кроме того, привносилось растворами» [7, стр. 24]. Возбудителем метасоматических процессов А. А. Полканов считает магму «олигоклазовых гнейсо-гранитов и комплекса гиперстеновых диоритов» [7, стр. 24]. Описывая взаимоотношения железистых кварцитов или других рудных пород этого типа, А. А. Полканов приходит к выводу, что «рудная порода имеет пластообразное залегание, обычно с крутым падением, согласным с гнейсовидной текстурой окружающих пород» [6, стр. 503].

Контактово-метасоматические магнетитовые кварциты, связанные с воздействием субщелочных гранитов на габбровые породы Главного хребта, отмечались Б. А. Юдиным (устное сообщение) вдоль восточного контакта Волчьих Тундр. Находки метасоматических кварцитов, как сообщили геологи СЗГУ Л. И. Иванова и Е. Д. Чалых, были сделаны в районе оз. Улита — к западу и северо-западу от него. Кварциты находятся в метасоматически переработанных зонах бластомилонитов, которые приурочены к разрывным нарушениям. П. К. Скуфьин [8] доказывает метасоматическую природу кварцитов для месторождений района Кольского фиорда, бассейнов рек Уры, Западной Лицы и некоторых других пунктов.

Метасоматические кварциты, обнаруженные нами в центральной части Кольского полуострова в пределах Цагинской депрессии, как указывалось ранее [3], отличаются от магнетитовых сланцев (кварцитов), описанных А. А. Полкановым, по возрастному, структурному положению и по генезису.

Железистые кварциты в центральной части Кольского полуострова встречены в трех пунктах среди мигматитов порфиризовидных микроклиновых гранитов по биотитовым, биотито-амфиболовым гнейсам и амфиболитам, которые относятся к нижней пачке свиты кольских гнейсов. Полоса этих метаморфических пород прослеживается примерно с юга на север по левобережью р. Цаги от Федоровой Тундры до оз. Ловозеро (350—20°) и имеет падение восточное под углами 60—85°. Мигматиты прорваны небольшими трещинными интрузиями основного и ультраосновного состава, которые имеют овально-вытянутую форму, согласную с общим направлением директивных структур.

Первые находки кварцитов сделаны при проверке магнитной аномалии со значением более 10 000 *гамм*, которую зафиксировала группа геофизиков Геологического института Кольского филиала АН СССР в 1200 м к северо-западу от поселка (на 82-м километре). Аналогичные кварциты вскоре были обнаружены в естественных обнажениях в 2,5 км на север и в четырех — на юг от этого пункта.

При последующих геофизических работах здесь была выявлена магнитная аномалия, которая узкой полосой прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 20 км. Южный конец ее простирается до Федоровой Тундры, а северный — по левобережью р. Цаги уходит в сторону оз. Ловозеро. Причем помимо метасоматических железистых кварцитов в зоне аномалии обнаружено несколько небольших интрузий основного и ультраосновного состава, имеющих линзовидные формы, вытянутые по простиранию магнитной аномалии. Такое сочетание и локализация пород в определенной узкой полосе позволяют связывать их распространение с крупным разрывным нарушением субмеридионального простирания, которое входит в систему Цагинского глубинного разлома.

Геолого-петрографическая характеристика и структурное положение были изложены в статье, посвященной этому вопросу [3].

Необходимо отметить, что метасоматические кварциты мы объединяем в две группы. Кварциты первой группы образовались по бластомилонитам различных метаморфических пород. Метасоматические кварциты второй группы образовались по бластомилонитам габбро-норитов Федоровой Тундры. Кварциты первой и второй групп имеют характерные черты.

Первая группа. Более молодой возраст кварцитов этой группы по сравнению с вмещающими породами и метасоматическое происхождение их подтверждаются следующими хорошо известными фактами:

1) кварциты пространственно контролируются разрывными структурами сбросо-сдвигового типа, которые пересекают архейские образования и являются проводниками магмы;

2) кварциты встречаются среди мигматитов микроклиновых гранитов, но нигде не наблюдалось воздействия микроклиновых гранитов

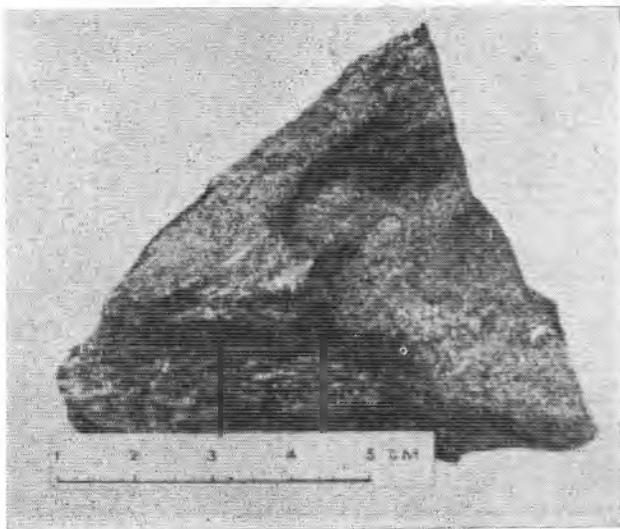


Рис. 1. Контакт метасоматического железистого кварцита с мигматитом микроклинового гранита по биотитовому гнейсу. Гнейс в нижней части снимка. На светло-сером фоне кварцита видны более темные скопления магнетита неправильной формы.

на них. Вмещающие же породы и граниты несут следы воздействия гидротермально-метасоматических процессов, приведших к образованию кварцитов;

3) контакты кварцитов с мигматитами несогласные и резкие (рис. 1); это говорит об их метасоматическом происхождении, причем образовались они по каким-то однородным породам, вероятнее всего бластомилонитам. Метасоматоз в таком аспекте хорошо подтверждается работами Д. С. Коржинского [4];

4) разновидности кварцитов с пятнистыми и линзовидными скоплениями магнетита и пироксенов (рис. 2), насколько известно автору, не встречались в обычных седиментогенных железистых кварцитах, а наоборот, характерны для метасоматических образований;

5) в метасоматических кварцитах никогда не встречался гематит, в обычных же кварцитах он встречается повсеместно;

б) в железистых кварцитах Заимандровского района (по данным П. М. Горяинова) обычны галлий и ванадий, которых нет в метасоматических кварцитах.

Для второй группы метасоматических кварцитов с ничтожным содержанием магнетита характерно:

1) секущее направление структур кварцитов по отношению к структуре плутона габбро-норитов;



Рис. 2. Текстуры кварцитов:

a — пятнисто-грубополосчатый гиперстено-магнетитовый кварцит; *б* — тонколиновидно-полосчатый кварцит. Светло-серые тона — кварц, черные и темно-серые — рудные и темноцветные минералы.

2) отсутствие контактового воздействия габбро-норитов на кварциты;

3) контакты кварцитов с габбро-норитами резкие и относительно прямолинейные (рис. 3);

4) в габбро-норитах хорошо выражена метасоматическая зональность, обусловленная процессами образования кварцитов.

В отличие от кварцитов первой группы, при образовании кварцитов второй группы происходят более глубокие изменения в горной породе. Из нее выносятся все существенные количества породообразующих элементов, кроме кремния. Такие элементы, как железо, алюми-

ний, магний, содержатся в габбро-норитах в количестве 10% и более. в кварцитах же они встречаются в ничтожных количествах.

Образование кварцитов во времени и пространстве связано с развитием разрывных нарушений. Видимой зависимости от гидротермально-метасоматической деятельности, связанной с интрузиями основных пород и микроклиновых гранитов, не намечается, хотя пространственно они располагаются в пределах одних и тех же структур. Метасоматические кварциты моложе указанных интрузий.

Абсолютный возраст биотита из метасоматических кварцитов [3], равный 1730 млн. лет, очень близок к абсолютному возрасту щелочных гранитов. Возраст последних по слюдам 1830—1630 млн. лет [5], по циркону — 1820 млн. лет [2].

Щелочные граниты очень часто в приконтактных частях содержат магнетит, количество которого достигает 7%. Метасоматические воздействия щелочных гранитов на вмещающие породы довольно значительные [1].

По устному сообщению В. А. Костина, метасоматическое воздействие щелочных гранитов наблюдается в породах вдоль разрывных нарушений, образующих Цагинский глубинный разлом. В пределах западной ветви этого разлома, как уже говорилось, располагают-

ся метасоматические железистые кварциты. Воздействие щелочных гранитов на габбро-нориты мы зафиксировали в 1960 г.

Указанные факты почти не оставляют сомнений в том, что только метасоматоз, связанный со щелочными гранитами, мог привести к образованию кварцитов.

Процесс метасоматоза при образовании кварцитов шел с притоком кремния, железа и с перераспределением железа исходного субстрата. Источником кремния и, нередко, железа были щелочные граниты. Часть железа и некоторых других элементов (магния, алюминия) выносилась из габбро-норитов или из замещаемых пород.

Исходными породами, по которым образовались метасоматические кварциты, были различные бластомилониты, так как резкие и несогласные контакты между кварцитами и вмещающими породами могли возникнуть только в условиях равномерной и тонкой пористости пород [4].

Метасоматические кварциты бассейна р. Уры, судя по имеющимся данным [8], пространственно и генетически связаны с субщелочными микроклиновыми гранитами, возраст которых древнее, чем щелочных гранитов. Возраст метасоматических кварцитов других районов (указанных выше) пока не установлен.

Из приведенного материала следует, что вторичные кварциты разновозрастны и образование их связано с метасоматозом, сопровождающим различные гранитоиды. Находки метасоматических железистых



Рис. 3. Контакт габбро-норита и метасоматического кварцита. Габбро-норит внизу.

кварцитов среди древнейших метаморфических горных пород Кольского полуострова довольно часты и, в совокупности с седиментогенными железистыми кварцитами, могут иметь значение в балансе железных руд.

При проведении поисковых работ на железистые кварциты необходимо учитывать генезис кварцитов и, уже исходя из этого, вырабатывать структурно-геологические критерии поисков.

Л и т е р а т у р а

1. Батиева И. Д.— В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1963.
2. Зыков С. И. и др.— Геохимия, 1964, 4.
3. Козлов М. Т.— В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1963.
4. Коржинский Д. С.— В кн.: Основные проблемы в учении о магмагенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
5. Масленников В. А.— В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, в. 15. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1963.
6. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд-во АН СССР, М., 1935.
7. Полканов А. А.— Труды Арктического института, LIII. Геология. Изд-во «Главсевморпути». Л., 1936.
8. Скуфьин П. К. Труды Межобластного совещания по геол. и минерал. ресурсам ЦЧО. Изд-во Воронежского ун-та, 1964.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В. С. ДОМАРЕВ

Ленинградский государственный университет

Генезис железистых кварцитов — одна из давно дискутируемых проблем учения о рудных месторождениях. В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнении, что эти породы представляют собой в той или иной степени метаморфизованные осадочные образования, многие стороны происхождения которых, однако, еще мало изучены. К числу нерешенных и дискуссионных вопросов генезиса относится, в частности, вопрос об источнике железа и кремнезема железистых кварцитов, имеющий большое значение для практических целей и для разработки теории рудообразования. Из существующих представлений наиболее обоснованы мнения о выносе этих элементов из коры выветривания пород областей сноса в период седиментации и о выделении их вулканическими эксгаляциями при подводных излияниях магмы.

Происхождение железа и кремнезема из обоих источников вполне возможно, поскольку известны железные руды и того и другого происхождения. Поэтому в каждом конкретном случае решить вопрос об источнике вещества можно лишь на основе изучения особенностей геологических условий проявления минерализации. Весьма существенным является выделение различных типов железистых кварцитов — их классификация. Например, в последнее время для канадских месторождений [7] отмечались некоторые различия отдельных групп месторождений, однако детальное изучение этого вопроса — дело будущего.

Почти общепринято, что железистые кварциты представляют собой типичные докембрийские образования. В. М. Сеницын [3] считает,

что месторождения железных руд джеспилитового типа характерны для дейтерогея, охватывающего период от 1,8 до 0,9 млрд. лет и включающего породы протерозоя. Однако общий диапазон их проявления, по-видимому, много шире. По данным, приводимым Н. П. Семененко [2], наиболее древние толщи железистых кварцитов Украинского кристаллического массива имеют возраст 3000—3500 млн. лет. Месторождения Малого Хингана относятся к образованиям нижнего кембрия или верхов протерозоя и, таким образом, временной интервал образования железистых кварцитов составляет около 3 млрд. лет.

Вместе с тем есть данные, позволяющие некоторым геологам считать, что образование железистых формаций типа железистых кварцитов не ограничивается докембрием, а продолжается и в палеозое. Общность происхождения докембрийских и более молодых железных руд более пятидесяти лет тому назад отмечал Л. Кайо, объяснявший своеобразие докембрийских руд их глубоким метаморфизмом [4]. В последнее время к такому выводу пришел О'Рурке [9], изучивший полосчатые кремнисто-железистые породы нижнепалеозойского возраста из различных регионов, в частности из Гималаев. По мнению О'Рурке, полосчатые железистые кварциты переходят в другие типы осадочных железных руд.

Еще раньше возражения против представлений об образовании докембрийских железных руд в условиях, не повторявшихся в более поздние периоды существования Земли, были высказаны Баклундом [6]. Он отметил, что полосчатость докембрийских и молодых железных руд Швеции имеет явное химическое сходство. Руды Швеции сильно деформированы и состоят из полос минералов железа (магнетита или гематита), перемежающихся с полосами одного из следующих составов: 1) кварцевого, 2) кальцитового, 3) кварцево-полевошпатового, 4) углистого материала, 5) апатитового, 6) скарнового (моно- или полиминерального). Образование относительно мощных полос, а также скарновых минералов Баклунд объясняет метаморфическими изменениями первичных пород. Полосчатость руд продолжается и во вмещающих породах, что свидетельствует об общности их происхождения.

Из шести упомянутых типов полосчатости докембрийских руд Швеции пять сопоставимы с полосчатостью современных руд, связанной с сезонными вариациями. Особенности докембрийских полосчатых руд Баклунд объясняет процессами гранитизации.

По мнению Гросса [7], месторождения одного из выделенных им типов полосчатых кремнистых железных руд, тесно ассоциирующих с вулканическими породами (тип Альгома), встречаются в образованиях «всех возрастов», но особенно развиты в раннем докембрии. Месторождения этого типа (тип Супериор), связанные в основном с толщами осадочных пород (количество эффузивов небольшое), интенсивно развиты в позднем докембрии (для обоих типов Гросс предполагает вулканический источник железа и кремнезема). Помимо этих двух Гросс выделяет еще два типа постпротерозойских железных руд и считает, что эти четыре главных типа (кроме них он выделяет еще ряд типов руд) могут отражать прогрессивные изменения характера седиментации в истории Земли.

Известно, что типичные полосчатые железистые кварциты распространены только в докембрии (может быть, и в низах кембрия) и особенно типичны для пород с абсолютным возрастом около 2000 млрд. лет (возможно, характеризующим время метаморфизма). Объяснить полосчатость железистых кварцитов метаморфическими изменениями железисто-кремнистых осадков достаточно убедительно нельзя, так как полосчатость свойственна железистым кварцитам разных степеней метаморфизма; кроме того, некоторые характерные черты свидетельствуют о ее

седиментационном происхождении. В целом, по мнению Ю. Г. Гершойга, в текстурном рисунке железистых кварцитов отразились как первичные условия образования осадков, так и процессы их диагенеза, метаморфизма, метасоматического замещения и гипергенеза.

Вместе с тем нельзя не видеть кое-каких общих черт в образовании железистых кварцитов докембрия и некоторых типов более молодых железорудных формаций. Изучение особенностей последних может помочь в освещении отдельных сторон генезиса рассматриваемых пород.

Мы считаем, что при решении вопроса об источнике железа и кремнезема железистых кварцитов целесообразно различать железорудные толщи, в составе которых существенную роль играют эффузивные породы, и толщи, не содержащие или почти не содержащие эффузивов. К последним относятся, в частности, железорудные толщи Кривого Рога, Кременчуга, Курской магнитной аномалии. В этих районах проявлений вулканизма, синхронных с отложением толщ, включающих железистые кварциты, установить не удалось. Здесь нет также никаких данных, оправдывающих предположения о вулканогенном источнике кремнезема и железа, кроме выдвигаемых некоторыми авторами геохимических критериев, которые объективно не являются показательными. Таким образом, предположение об эндогенном источнике главных компонентов рудоносных толщ указанных районов ничего не дает для практики поисково-разведочных работ, которые ведутся с учетом закономерностей, вытекающих из представлений о привносе железа и кремнезема с размывавшегося континента. Это, конечно, не исключает возможности того, что в строении области питания существенную роль играли эффузивные породы, которые и явились первичным источником железа.

Представление Ван Хайза о вулканогенном источнике железа и кремнезема железистых кварцитов, разделяемое многими геологами и в настоящее время, для толщ, состоящих в основном из эффузивных пород, имеет определенные обоснования. Об этом свидетельствует огромное развитие вулканических процессов при образовании многочисленных месторождений различных полезных ископаемых, которым уделяют большое внимание особенно в последние десятилетия. С вулканизмом связано, в частности, происхождение многих месторождений окисных руд железа докембрия и постпротерозоя (например, месторождения типа Кируна в Швеции [5], Ланн-Дилль в ФРГ, месторождения Горного Алтая, по-видимому, Соколовско-Сарбайская группа Тургайского прогиба и др.).

Однако в этих месторождениях нет характерных признаков железистых кварцитов, в частности специфической перемежаемости кремнистых и железистых слоев. В месторождениях Горного Алтая имеются четкополосчатые руды, по внешнему виду напоминающие полосчатые железистые кварциты, но полосчатость обусловлена не типичным для железистых кварцитов чередованием железистых и кремнистых слоев, а представляет собою обычную для осадочных пород перемежаемость различного кластогенного материала. Так, на Калгутинском месторождении в явно слоистых разностях руд и оруденелых пород чередуются тонкие слои плотного гематита, содержащие примесь кремнисто-глинистого материала, с глинисто-кремнистыми или тонкозернистыми песчанистыми слоями.

Четкополосчатые кремнистые породы имеются в рудоносной толще на участке Сарыюбинского рудопроявления Тургайского прогиба, но магнетитовые руды этого участка ничего общего с железистыми кварцитами не имеют.

Исходя из представлений о происхождении железа и кремнезема за счет материала пород размывавшейся суши, резкое прекращение

образования полосчатых железистых кварцитов на границе протерозоя и палеозоя объясняют изменением состава атмосферы и гидросферы, особыми климатическими условиями докембрия и широким развитием в докембрии пенепленизации. По мнению Н. М. Страхова [4], изменение облика железных руд в истории Земли могло происходить в результате перемещения рудоотложения из более пелагических и глубоководных частей морских бассейнов к берегу. Хотя вполне убедительных объяснений пока нет, высказанные соображения не лишены основания и заслуживают дальнейшего обсуждения.

Если источником железа и кремнезема считать подводные вулканические очаги, то причина резкого различия докембрийских железистых кварцитов и более молодых вулканогенно-осадочных железных руд, образование которых, по данным Н. М. Страхова [4], продолжалось до нижнего карбона включительно, остается совершенно неясной. Процессы подводного вулканизма, как и связанное с ними оруденение, со времени докембрия принципиально не изменились. Примером могут служить связанные с подводным вулканизмом метасоматические сульфидные и сульфидно-баритовые залежи типа колчеданных месторождений Урала или полиметаллических и колчеданных месторождений Рудного Алтая. Они распространены в докембрийских образованиях Балтийского и Канадского щитов, в палеозое Норвегии, Урала, Рудного Алтая и многих других регионов, в мезозое и кайнозое Кавказа и Тихоокеанского пояса, причем основные характерные геологические черты месторождений всюду сохраняются.

С позиций вулканогенного происхождения не находит пока объяснения и исключительно широкое развитие железистых пород в докембрии. Иногда оно объясняется широким распространением в докембрии эффузивного магматизма, что неубедительно, так как в отдельных регионах постпротерозойские эффузивы распространены на огромных территориях, но взаимосвязи между ними и наличием эффузивно-осадочных руд в них не установлено.

При исследовании областей молодого подводного магматизма не обнаружено пока связанного с ним образования вулканогенно-осадочных руд, а тем более пород типа железистых кварцитов. Вообще, по имеющимся данным, вулканогенно-осадочное рудообразование обычно не распространяется на значительные площади, как осадочное, и приурочивается к более или менее узким зонам, иногда значительной протяженности. Рудные залежи в пределах этих зон обычно концентрируются в отдельных узлах, длина которых относительно невелика.

Высказанные соображения вместе с данными о распространении вулканогенно-осадочных месторождений железа и колчеданных залежей позволяют предполагать, что образование руд в связи с вулканизмом происходит в специфических условиях, на отдельных участках обширных площадей (возможно, вблизи центров вулканических излияний в случае интенсивной поствулканической деятельности). Осадочное рудообразование охватывает значительно большие площади, как об этом свидетельствует, например, распространенность железисто-марганцевых конкреций на дне современных океанов и морей.

Кремнистые и железистые осадки, связанные с вулканизмом, образуются в различных геотектонических условиях. Так, например, марганцевые яшмы Урала, материал которых, по всей вероятности, имеет вулканическое происхождение, отложились в ранние этапы развития геосинклинали в условиях значительного прогибания дна бассейна и подводного вулканизма. Кремнисто-железистые породы железорудных месторождений северо-западной и юго-восточной частей Горного Алтая образовались в связи с наземным вулканизмом в поздние этапы развития геосинклинали в условиях, переходных к платформенным.

Эти и другие примеры показывают, что даже среди месторождений железистых кварцитов, материал которых вынесен вулканическими экзалакциями, могут быть различные типы.

Таким образом, по-видимому, правильно считать, что вопрос об источнике железа и кремнезема железистых кварцитов в толщах, состоящих в основном из эффузивных пород, еще далеко не решен и требует дальнейшего изучения. Для решения же всего комплекса вопросов генезиса железистых кварцитов необходимо разработать их классификацию на основе сравнительного изучения имеющегося обширного материала.

Л и т е р а т у р а

1. Гейер П.—Новости зарубежной геологии, в. 7, 1958.
2. Семенов Н. П.—В кн.: Труды 11 сессии комиссии по абсолютному возрасту. Изд-во АН СССР, М., 1963.
3. Силицын В. М.—Вестник Ленинград. ун-та, 1965, 18.
4. Страхов Н. М.—В кн.: Труды Ин-та геологии, в. 73. Изд-во АН СССР, М., 1947.
5. Формозова Л. П.—В кн.: Труды ГИН, в. 141. «Наука», М., 1965.
6. Backling H. G.—In: Trans. Edinburgh Geol. Soc., XIV, pt. III, 1952.
7. Gross G. A.—Canad. Min. J., 1959, 80, 10.
8. Gross G. A.—In: Geol. Surv. of Canada Rep. 22, 1965.
9. O'Rourke J. C.—In: Econ. Geol., 1961, 56, 2.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ДОКЕМБРИЯ

К. Ф. ТЯПКИН, В. Ю. ФОМЕНКО

Днепропетровский горный институт,
Институт геологических наук АН УССР

Железистые кварциты представляют собой специфические геологические образования, максимально распространенные в докембрии. Проблема их генезиса занимает исследователей очень давно. В свое время о происхождении железистых кварцитов было высказано много различных гипотез, которые можно условно разделить на две группы.

В основе первой группы гипотез лежит представление о терригенно-осадочном происхождении железистых кварцитов [11, 21, 1, 8], а в основе второй группы — представления о вулканогенном или вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов [22, 9, 12, 18 и др.].

Не останавливаясь на подробной характеристике названных групп гипотез (так как они широко известны), отметим только, что каждая из них основывается на определенном фактическом геологическом материале и не может быть отвергнута безоговорочно.

Гипотезы терригенно-осадочного происхождения железистых кварцитов основываются на наблюдаемых в них литолого-фациальных закономерностях, типичных для осадочных образований. В частности, железисто-кремнистые породы докембрия иногда сравнивают с флишевыми образованиями различных эпох, для которых, так же как и для железистых кварцитов, характерна ритмичность как основная закономерность литологии, а следовательно, и седиментации их на определенном этапе развития земной коры [2]. В последнее время особенно убедительная аргументация терригенно-осадочного происхождения желе-

зистых кварцитов (на примере КМА) дана в сводной работе Н. А. Плаксенко [8].

Тем не менее, гипотезы этой группы не могут удовлетворительно объяснить такие твердо установленные закономерности:

1) пространственную (а возможно, и временную) приуроченность железистых кварцитов к вулканогенным образованиям;

2) приуроченность железистых кварцитов к специфическим структурам, представленным на уровне современного эрозионного среза линейно вытянутыми полосами, генетически связанным с глубинными разломами.

Эти две закономерности четко проявляются во всех районах развития железисто-кремнистых формаций докембрия.

С позиций терригенно-осадочной гипотезы трудно объяснить возможность образования таких значительных концентраций соединений железа в растворах докембрийских морских водоемов. Правда, некоторые исследователи [15, 1] выходят из этого положения, ссылаясь на повышенное содержание CO_2 в докембрийской атмосфере Земли, за счет которого могли создаваться кислые среды соответствующих концентраций в водоемах.

Но этот фактор мог оказывать влияние в глобальном масштабе. В связи с этим остается непонятной избирательная приуроченность накопления соединений железа вместе с кварцем к определенным линейным структурам.

Гипотезы вулканогенного и вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов, наоборот, основываются на первых двух закономерностях. Однако став на эту точку зрения, мы вынуждены допустить, что содержание железа в выбросах докембрийских вулканов было значительно больше, чем в современных; другими словами, считать вулканическую деятельность в докембрии качественно отличной от современной.

Сторонники вулканогенных и вулканогенно-осадочных гипотез этим предположением пытаются объяснить уникальность докембрийской эпохи в отношении образования железорудных месторождений. Вряд ли такое допущение правомерно. Логично, с нашей точки зрения, допустить просто изменение интенсивности вулканической деятельности в различные эпохи. Вероятнее всего предполагать в докембрии самую активную вулканическую деятельность по сравнению с более поздними периодами развития Земли, о чем свидетельствуют высказывания многих исследователей.

В качестве подтверждения этого положения ограничимся ссылкой только на одну работу Л. Н. Формозовой [20], проводившей сравнение условий образования оолитовых железных руд нижнего палеозоя и позднего докембрия. В результате исследований она приходит к выводу, что различие в месторождениях железа типа Ланн-Дилль (ФРГ), которое почти все без исключения исследователи признают эксгаляционно-осадочным девонского возраста, и докембрийскими, приуроченными к отложениям железисто-кремнистых формаций, определяется главным образом разной интенсивностью вулканизма.

Следовательно, каждая группа гипотез образования железистых кварцитов в какой-то мере подтверждается одними известными фактами и не подтверждается другими. Возникает необходимость создания гипотезы, которая объясняла бы максимальное количество известных в настоящее время геологических фактов, могла бы ликвидировать отмеченные противоречия и, по крайней мере, не требовала бы привлечения недостаточно обоснованных предположений.

Основные положения такой гипотезы, с нашей точки зрения, кратко можно сформулировать следующим образом.

1. Главным источником железа и кремнезема для образования железистых кварцитов в докембрии служили породы основного состава, преимущественно слагавшие в то время земную кору, а также производные базальтовой магмы, изливавшейся по глубинным разломам, и другие продукты основного вулканизма. При этом нельзя отрицать возможность частичного поступления соединений железа и кремнезема в морские бассейны вместе с продуктами вулканической деятельности.

2. Главная роль вулканической деятельности в процессе образования железисто-кремнистых формаций сводилась к созданию кислых сред, способствующих выщелачиванию из пород основного состава соединений железа, его переносу и последующему накоплению.

Исходя из этих двух положений, можно удовлетворительно объяснить основные закономерности, устанавливаемые при изучении месторождений железистых кварцитов. Становится ясной роль глубоких разломов в процессе формирования железорудных месторождений докембрия. Более подробно вопрос был рассмотрен на примере Криворожья [14].

Кроме того, с позиций предлагаемой гипотезы легко объясняется первичная полосчатость железисто-кремнистых образований. Она связана с периодичностью возобновления и затухания вулканической деятельности, в результате которой меняется рН водного бассейна, которая приводит в конечном итоге к чередованию выпадения железистых или кремнистых осадков. Судя по современной вулканической деятельности, это должны быть периоды, характеризующиеся интервалом времени порядка нескольких сотен лет.

Заметим попутно, что наиболее близки к предлагаемой гипотезе взгляды А. В. Тарханова [17]. По его мнению, представление о вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов удовлетворительно объясняет главные особенности джеспилитовой формации*.

Ниже приводится ряд данных о современной вулканической деятельности, послуживших основаниями для наших предложений.

Наблюдения за современной вулканической деятельностью подтверждают в первую очередь возможность выноса значительных количеств железа, алюминия и кремнезема. Так, по данным К. К. Зеленова [5], только р. Юрьева при дебите $1,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $\text{pH}=1,72$ ежедневно выносит в Охотское море более 65 т алюминия и 35 т железа.

Другим источником железа являются гидротермы, выщелачивающие железо из лав и туфов. К. К. Зеленов [5] указывает, что «в кальдере вулкана Богдан Хмельницкий, благодаря деятельности группы источников с рН около трех и общим дебитом около 60 л/сек, на сравнительно небольшой площади образовалось железорудное месторождение, запасы которого каждые сутки увеличиваются на 1 т свежевыпавшего лимонита».

Этот факт интересен еще и тем, что он подтверждает возможность создания в водоемах кислых сред с соответствующими значениями рН за счет fumarольной деятельности вулканов. Процесс накопления железа, подобный описанному выше, наблюдается во многих местах Курило-Камчатской вулканической области.

«Нет сомнения,— пишет Г. С. Дзоценидзе [4],— что аналогичный процесс выноса железа из лав и пирокластов морской водой, нагретой в результате извержений, происходит и под водой. Этот процесс, ввиду более тесного и обильного соприкосновения воды с вулканическим материалом, под водой происходит, возможно, интенсивнее, чем на суше».

Интенсивная вулканическая деятельность в докембрийском периоде

* Подробнее см. статью А. В. Тарханова в настоящем сборнике.

в сочетании с преимущественно базальтовой земной корой объясняет значительное распространение пород железисто-кремнистых формаций в этот период, а приуроченность вулканов к зонам глубинных разломов объясняет специфические для этих образований линейные структуры.

В последнее время количество железорудных месторождений, для которых исследователи доказывают генетическую связь с вулканизмом, непрерывно растет. Так, в пределах Алтая А. С. Калугин [7] выделяет более ста железорудных месторождений и рудопроявлений, залегающих среди складчатых вулканогенно-осадочных отложений девона. Прерывистое поле этих отложений имеет вытянутую форму. Оно заключено между разломами глубинного типа (по В. А. Кузнецову), контролировавшими вулканическую деятельность нижнего и среднего девона.

В пределах железоносной толщи выделяют два типа оруденения: связанные с девонским вулканизмом близповерхностные гематитовые жилы метасоматического происхождения и сингенетичные с вулканогенной толщей слоистые гематитовые руды типа джеспилитов докембрия. Последние залегают непосредственно на туфах и туффитах. Внешне они необычайно похожи на краснополосчатые джеспилиты Кривого Рога, КМА и других месторождений докембрийского возраста и, по видимому, имеют много общего в условиях образования.

Некоторые сведения о роли вулканической деятельности может дать изучение распределения редких элементов, в частности германия, в породах железисто-кремнистых формаций. Исследования, проведенные в этой области В. М. Григорьевым совместно с К. К. Зеленовым [3]*, свидетельствуют о том, что германий является продуктом вулканических эманаций и улавливается в процессе коагуляции железомарганцевой взвеси при подводном вулканизме. Локальные очаги повышенного накопления германия в железных рудах — результат подводной вулканической деятельности. По данным В. М. Григорьева, железистые кварциты архейского и протерозойского возраста характеризуются повышенными содержаниями германия.

Это, несомненно, свидетельствует об участии подводных вулканических очагов и германийсодержащих эксгаляций в процессе образования железистых кварцитов. Хотя следует иметь в виду, что часть германия, возможно, накапливалась в результате размыва германийсодержащих туфогенных отложений. Последнее обстоятельство не противоречит нашей гипотезе.

При детальном геологическом изучении Криворожского бассейна большинство исследователей приходят к выводу о значительной (если не решающей) роли вулканической деятельности при образовании пород криворожской серии. В частности, об этом свидетельствуют: 1) метабазиты, залегающие в основании пород Криворожской серии; 2) некоторые разновидности сланцев средней свиты, по своему химическому составу весьма близкие к метаморфизованным заведомо вулканогенным породам [9, 14]; 3) породы талькового горизонта в верхах нижней свиты [19], являющихся, по данным Ю. Ир. Половинкиной [10], измененными эффузивами; 4) эффузивы основного и ультраосновного состава среди пород верхней свиты [16]; 5) диабазовые дайки, секущие породы криворожской серии.

Таким образом, на примере Криворожского бассейна и некоторых других железорудных месторождений можно составить представление о роли вулканической деятельности в процессе их формирования. Вместе с тем осадочный характер железисто-кремнистых образований не

* Подробнее см. статью В. М. Григорьева в настоящем сборнике.

вызывает сомнений. Сочетание этих данных позволило нам высказать изложенные представления о происхождении железистых кварцитов докембрия.

В заключение еще раз подчеркнем, что предлагаемая гипотеза генезиса железистых кварцитов, признавая в качестве главного источника железа и кремния основные породы докембрия, отвечает всем положениям гипотез терригенно-осадочного происхождения железистых кварцитов. Она позволяет также удовлетворительно объяснить наблюдаемые закономерности, на которых базируются гипотезы вулканогенного и особенно вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов.

В настоящей статье изложена только основная канва предлагаемой гипотезы. Мы считаем необходимым дальнейшее ее развитие с целью детализации и уточнения путем пересмотра соответствующих фактических материалов, наиболее изученных железорудных месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолиздат, М., 1957.
2. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, М., 1951.
3. Григорьев В. М.— В кн.: Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
4. Дзопенидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», М., 1965.
5. Зеленев К. К.— В кн.: Труды лаборатории вулканологии АН СССР, в. 19. Изд-во АН СССР, М., 1961.
6. Калугин А. С.— В кн.: МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов, проблема 5. «Недра», М., 1964.
7. Калугин А. С., Иванов В. И.— В кн.: Труды СНИИГГИМС, в. 35. «Недра», М., 1964.
8. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
9. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Карсакпая. Труды ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, М., 1952.
10. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Петрографический сб., ВСЕГЕИ, 1. Изд-во АН СССР, М., 1955.
11. Пятницкий П. П.— В кн.: Труды Института прикладной геологии и металлургии, в. 3, 1924.
12. Семеновенко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
13. Скаржинский В. И.— В кн.: Изв. Днепропетровского горного ин-та, XXXV. Углетехиздат, М., 1958.
14. Скаржинский В. И., Тяпкин К. Ф.— ДАН УРСР, 1965, 3.
15. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Изд-во АН СССР, М., 1947.
16. Струева Г. М., Ткач Р. И.— В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений. I. Изд-во АН УССР, К., 1962.
17. Тарханов А. В.— В кн.: Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
18. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
19. Фоменко В. Ю. Геологическая структура Южного района Криворожского железорудного бассейна. Автореф. дисс на соискание степени канд. геол.-мин. наук. ИГиН АН УССР, 1963.
20. Формозова Л. Н.— В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, в. 70. Изд-во АН СССР, М., 1962.
21. James H. L.— In: Econ. Geol., 1954, 49, 3
22. Van Hise C. R., Leith C. K.— The geology of the Lake Superior region. Mon USGS, LII 1911.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ЭВОЛЮЦИИ ДЖЕСПИЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

А. А. СИВОРОНОВ

Львовский государственный университет

При обсуждении вопросов происхождения железистых пород докембрия нельзя не остановиться на вышедшей недавно монографии Н. А. Плаксенко «Главнейшие закономерности железорудного осадко-накопления в докембрии». Можно вполне уверенно сказать, что эта работа в настоящее время является венцом того, что достигнуто сторонниками терригенно-осадочной гипотезы образования джеспилитов как в СССР, так и за рубежом.

Основные выводы, сделанные Н. А. Плаксенко на материале КМА, по его мнению, должны совершенно очевидно подтверждать терригенно-осадочную гипотезу генезиса джеспилитов и несовместимы с представлениями о вулканогенном источнике железа и кремния. Во-первых, это касается выявленной Н. А. Плаксенко фациальной зональности курской серии. Он построил нормальный фациальный ряд, в котором грубообломочные кластогенные осадки сменяются тонкообломочными, а самыми глубоководными осадками являются джеспилиты. Однако сам по себе факт существования названных фаций не опровергает вулканогенно-осадочной гипотезы, ибо последняя ни в коем случае не отрицает прохождения нормальноосадочного процесса с образованием тех или иных фаций. Сущность процесса заключается в том, что материал для хемогенной седиментации поступал из магматических очагов, и там, где привнос кластогенного материала был меньшим, происходило накопление джеспилитов, а ближе к береговой линии вулканогенный материал (железо и кремний) как бы накладывался на нормальный терригенный осадок, создавая всю ту неповторимую картину, которую мы сейчас наблюдаем. По-видимому, этим и обусловлена специфика состава и структур сланцев, переслаивающихся с джеспилитами. Кроме того, столь тесное переплетение вулканогенно-хемогенной седиментации с терригенно-кластогенной вполне, как мне кажется, объясняет впервые отмеченную Н. А. Плаксенко закономерность тесной связи химизма и петрографии железистых кварцитов и сланцев с положением их в стратиграфической колонке.

Выявив закономерность в распределении малых элементов по всему фациальному профилю пород курской серии, Н. А. Плаксенко приходит к выводу о существовании в период накопления осадков гумидного климата и о влиянии последнего на весь процесс седиментации. По данным Н. А. Плаксенко получается, что ритмичное строение джеспилитовой толщи вместе с характерным для осадков гумидного климата распределением малых элементов свидетельствуют о гумидном типе нижнепротерозойского литогенеза, который и обусловил интенсивное железнакопление. По этому поводу считаю необходимым отметить, что в настоящее время почти все исследователи джеспилитовых формаций Большого Кривого Рога и КМА пришли к выводу о геосинклинальных условиях образования этих формаций. Об этом свидетельствуют типично геосинклинальная складчатость, вулканогенно-кремнистые парагенетические формационные ряды и значительные мощности самих формаций. Кроме того, джеспилитовые формации можно в некоторых отношениях сравнивать с флишевыми формациями, которые также образовались в геосинклинальных условиях. Так, если взять трехкомпонентный флиш, состоящий из алевролита, аргиллита и известня-

ка, провести химические и спектрографические исследования каждого компонента на содержание в нем малых элементов, то получим картину, во многом напоминающую ту, которую получил Н. А. Плаксенко для пород курской серии. Из этого, а также учитывая ритмичное строение флиша, можно было бы сделать вывод о значительном влиянии гумидной климатической обстановки на флишеобразование. Однако флиш, как известно из обширной литературы, в процессе геосинклинального развития земной коры образовывался в самых разнообразных климатических условиях, а вся специфика строения и состава флишевых формаций целиком и полностью обусловлена спецификой тектонических процессов, происходивших в областях накопления флиша. Все это еще раз свидетельствует об аклиматичности геосинклинальных областей, о чем в 1947 г. писал Н. М. Страхов и на что неоднократно указывал Н. С. Шатский. И дело вовсе не в том, существовал или не существовал в нижнем протерозое на территории Украинского щита и Воронежской антеклизы гумидный климат, а в том, что он (если даже и существовал) не оказывал никакого влияния на ход седиментогенных процессов в геосинклинальных областях.

Чтобы доказать несостоятельность вулканогенно-осадочной гипотезы образования джеспилитов, Н. А. Плаксенко применяет проверенный в работах Н. М. Страхова метод сравнения джеспилитовых толщ с мезо-кайнозойскими вулканогенно-осадочными рудными месторождениями. В свое время Н. М. Страхов неоднократно высказывал критические замечания по поводу произвольного применения метода актуализма и ввел в геологические исследования метод историко-литологического сопоставления древних образований с более молодыми. Поэтому простая констатация того, что джеспилиты во многом не похожи на молодые вулканогенно-осадочные рудные месторождения, еще ни о чем не говорит.

Н. М. Страхов уже давно пришел к выводу о необратимой эволюции вулканизма с затуханием его от древних к более молодым эпохам развития земной коры. Следовательно, некоторые процессы, связанные с вулканизмом, протекавшим в раннем докембрии, кажутся нереальными, если их сопоставлять с молодыми вулканическими явлениями, но становятся вполне вероятными, если при этом постоянно учитывать необратимый характер развития земной коры. По-видимому, интенсивность процесса вулканогенно-осадочного железонакпления в геосинклиналях также теснейшим образом связана с общей эволюцией вулканизма, которая весьма четко наблюдается при рассмотрении процесса геосинклинального развития начиная от протерозоя и кончая кайнозоем. Так, почти все известные нижнепротерозойские геосинклинали характеризуются эвгеосинклинальным развитием, а дифференциация геосинклиналей на различные структурно-фациальные зоны произошла несколько позднее. Причем, если в герцинидах эвгеосинклинальные зоны имеют еще широкое распространение, то альпиниды уже скорее характеризуются преимущественно миогеосинклинальным развитием. Все это, конечно, следует увязывать с ослаблением вулканизма, а причины этого могут быть поняты только в процессе дальнейшего исследования подкорковых оболочек Земли. По нашему мнению, ослабление процесса джеспилитообразования, несомненно, связано с необратимой эволюцией вулканизма и со спецификой нижнепротерозойской магмы.

Далее мне хотелось бы остановиться на выступлении Ю. Г. Гершойга. Весьма ценно то, что в докладе большое значение уделяется изучению слоистости железистых кварцитов, а также новой интерпретации тех текстурных особенностей джеспилитов, которые уже давно наблюдались исследователями различных нарушений правильной слоистости. Однако мы не можем согласиться с тем, что, выявив косую

слоистость, знаки волноприбойной ряби, линзообразную слоистость и пр., можно уверенно говорить о мелководной среде накопления кремнисто-железистого осадка, как это делает Ю. Г. Гершойг. Проведенные в последнее время исследования современных осадков Тихого и Атлантического океанов убедительно показали, что знаки ряби и косая слоистость могут встречаться на глубинах как 200, так и 800 м. Обусловлены они не волноприбойной деятельностью, а донными течениями и мутевыми потоками. Я далек от мысли приписывать названные мною глубины бассейну накопления джеспилитов, а хочу обратить внимание только на то, что ни косая слоистость, ни знаки ряби сами по себе не являются индикатором глубины накопления осадка. Проведенные нами исследования слоистости первого порядка на КМА и в Кривом Роге показывают принципиальную возможность объяснения этой слоистости деятельностью мутевых потоков на значительных глубинах.

На совещании много времени уделялось обсуждению существующей в настоящее время номенклатуры кремнисто-железистых пород. Сейчас наиболее широко применяются в основном два термина — «роговик» и «железистый кварцит». Я считаю, что оба термина недостаточно точны, но термин «железистый кварцит» больше отвечает сущности тех пород, которые мы так называем, если, конечно, не понимать под этим, как говорил Н. П. Семененко, определенную ступень метаморфического преобразования породы.

Главное в изучении кремнисто-железистых толщ в настоящее время — выяснение их формационного состава, выделение различных формаций, исследование парагенетических связей между ними и построение формационных рядов. Арсенал методов изучения джеспилитовых толщ должен и далее пополняться.

Мне кажется, что следует широко применять метод минерало-термо-барометрических исследований, который уже достаточно проверен на других геологических объектах. Применение этого метода поможет выяснению физико-химических условий среды осадконакопления почти неметаморфизованных разностей железистых кварцитов, изучению термодинамических условий метаморфизма кремнисто-железистых пород, а также пониманию процессов метаморфогенного рудообразования.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

М. Н. ВОСКРЕСЕНСКАЯ

ВСЕГЕИ

Необходимо рассмотреть некоторые данные о генезисе железистых кварцитов Курской магнитной аномалии, изложенные В. Н. Гусельниковым и Н. А. Плаксенко.

В. Н. Гусельников высказывает мысль о том, что магнетитовые железистые кварциты курской серии и породы основного состава имеют парагенетическую связь, а кварцево-магнетитовые руды Бесединских, Воронежских, Брянских и ряда других аномалий следует рассматривать как результат дифференциации базальтовой магмы на существенно силикатную и кварцево-магнетитовую. Вследствие такого представления он рекомендует вести исследования на площадях развития железистых кварцитов именно с учетом их магматического генезиса.

С этим положением нельзя согласиться.

На Курских магнитных аномалиях, в частности на Воронежской, Орловской, Троснянской, железистые кварциты курской серии прорываются габбро и габбро-диабазы, возраст которых принимается верхнепротерозойским или, возможно, рифейским. В зонах контактов железистых кварцитов с интрузивными телами ярко выражены черты контактового метаморфизма — кварциты превращаются в грубозернистые роговообманко-пироксено-магнетито-кварцевые породы, нередко актинолитизированные, и утрачивают частично типичную полосчатую текстуру. Во вмещающих сланцах развиваются гранат, ставролит, андалузит. Габбро в эндоконтактах обогащается магнетитом.

На Бесединских аномалиях контактовому воздействию габброндов подвергаются гнейсы, содержащие пласты магнетито-кварцевых пород, по-видимому, архейского возраста. В последних также развиваются пироксены, роговая обманка, актинолит, иногда гранат — как результат контактового воздействия.

Железистые кварциты названных аномалий и основные породы КМА — образования совершенно различные по генезису и возрасту, и ни о какой генетической связи между ними не может быть речи. Нет оснований и для того, чтобы рассматривать дайки и межпластовые залежи порфириров и габбро-диабазов, секущие и метаморфизующие породы курской серии на Новоялтинском месторождении в качестве признаков вулканогенного происхождения железистых кварцитов, как это предлагает В. Н. Гусельников.

В работе Н. А. Плаксенко, посвященной особенностям формирования железисто-кремнистых осадков Курской магнитной аномалии, содержится предположение о том, что источником железа для железистых кварцитов курской серии являлись породы так называемой михайловской серии метабазитов, залегающей, по существующим представлениям, ниже курской серии, отделенные от нее несогласием и размывавшиеся в период отложения курской серии.

Это предположение нуждается в пересмотре.

В современных стратиграфических схемах докембрия КМА под названием «михайловской серии метабазитов и кварцевых порфириров» объединены разнообразные по составу и возрасту породы: кварцевые порфиры, кератофиры, различные сланцы, актинолититы, железистые кварциты, кварцито-песчаники, тела основных и ультраосновных пород. Нижняя свита этой серии описывается как существенно метабазитовая, к верхней отнесены кварцевые порфиры, кератофиры и их туфы. Полный разрез и соотношения этих свит нигде не вскрыты, мощность принимается ориентировочно 2—3 км. Характерно, что авторы, выделяющие эту серию, повсеместно на КМА отмечают ее весьма слабую изученность.

Михайловская серия тем не менее параллелизуется с амфиболитовой серией Криворожья и аналогичными породами Приднепровья и рассматривается как спилито-кератофировая формация. Некоторые исследователи на КМА связывают с нею перспективы обнаружения железистых кварцитов вулканогенного происхождения и перспективы никеленосности.

Как показали результаты буровых работ, проведенных в северо-западной части КМА в 1964—1966 гг., и анализ геологических материалов той же части и ряда других районов, михайловской серии метабазитов нет и в Михайловском синклинии, считавшемся классическим районом ее развития, и в других районах и, очевидно, в том виде, в каком она описывается, никогда не существовала.

По данным бурения, на площадях предполагаемого развития михайловской серии метабазитов установлено, что непосредственно на метаморфизованной древней коре выветривания архейских гнейсов, миг-

матитов и плагиогранитов с размывом залегают базальные конгломераты нижней свиты курской серии. Это отчетливо установлено в Михайловском синклинии в северо-западной части, на Коробковском участке в центральной части, на Чернянском месторождении в южной части и на других участках КМА.

Объяснить исчезновение михайловской серии воздействием гранитизации невозможно, так как плагиограниты покрыты метаморфизованной корой выветривания, т. е. имеют более древний возраст. Что касается размыва, то в составе базальных горизонтов пород нижней свиты курской серии нет продуктов размыва столь мощной толщи основных и ультраосновных пород.

Породы, относившиеся ранее к михайловской серии, при более детальном рассмотрении оказались различными по возрасту и генезису. В Михайловском синклинии к ним отнесены: 1) жильные и пластобразные тела измененных амфиболитов и других основных пород, залегающие среди архейских гнейсов, нередко превращенные в зеленые сланцы, гранитизированные, частично, вероятно, архейского возраста; 2) жильные и межпластовые тела габбро, габбро-диабазов, амфиболитов и порфиритов в разной степени измененные, секущие и метаморфизующие породы курской серии; 3) контактово измененные породы курской серии вокруг этих интрузивных тел.

Лишь на отдельных участках (районы месторождений Лебеди, Стоило, Яковлевском) выделяются небольшие (первые квадратные километры) площади распространения кварцевых порфиров, переслаивающихся со сланцами. Они залегают между гнейсовой толщей и вышележащей курской серией, в базальных горизонтах которой присутствуют продукты размыва кварцевых порфиров. Кислые эффузивы, относимые в стратиграфической схеме КМА к верхней части михайловской серии, представляют собой продукты деятельности локальных вулканических аппаратов, действовавших в наземных условиях. Приведенные данные показывают, что процессы вулканизма на КМА в докембрийское время отличались по составу излияний и по форме проявления от тех, с которыми связывается формирование амфиболитов Криворожья.

Михайловская серия, в первую очередь ее свита метабазитов на КМА, является образованием гипотетическим, выделенным по аналогии с районом Криворожья. Поэтому рассматривать михайловскую серию как источник железа для формирования железистых кварцитов курской серии или связывать с нею какие-либо перспективы рудоносности нет никаких оснований.

Железо в период формирования кремнисто-железистых осадков курской серии, очевидно, выносилось из кварцево-магнетитовых пород и основных пород, залегающих в толще гнейсов, имеющих архейский или верхнеархейский возраст.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ МАНГУШСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (ПРИАЗОВЬЕ)

Г. Л. КРАВЧЕНКО

Институт геологических наук АН УССР

Железистые кварциты в Приазовье сравнительно широко распространены. Они образуют здесь, как правило, незначительные выходы, реже — отдельные небольшие месторождения и локальные аномалии

(на закрытых участках). Несмотря на то что железистые кварциты Приазовья известны с конца XVIII столетия, изучены они недостаточно и весьма неравномерно. Наиболее детально исследованы те месторождения, которые до Октябрьской революции и после нее неоднократно изучались, а некоторые из них даже частично эксплуатировались. К ним относятся месторождения Корсак-Могила, Куksунгур, Каменная Могила, урочище Липовец в окрестностях с. Тарасовки и по р. Буртичии вблизи х. Сороки. Другие месторождения и проявления железистых кварцитов изучены значительно хуже.

До Октябрьской революции изучением железистых кварцитов Приазовья занимались братья Носовы, Печаткин, А. В. Гуров, С. Конткевич, Г. Я. Романовский, Н. Соколов, П. П. Пятницкий, И. И. Танатар и др. После 1917 г. в связи с проведением различных геологических и геофизических исследований вопросы стратиграфии, петрографии, тектоники и генезиса железистых кварцитов Приазовья освещались в работах П. А. Двойченко, Ю. Г. Дубяги, Н. И. Свительского, Б. С. Дубровой, А. И. Милая, К. Н. Савич-Заблоцкого, И. Г. Сагайдака, В. Г. Кривенко, С. П. Родионова, Н. П. Семеновко, Я. Н. Белевцева, И. С. Усенко, Т. Ф. Шелудько, К. А. Поправко, Г. Л. Кравченко, Ю. Ир. Половинкиной и др. Детальные геологические исследования в районе месторождений Корсак-Могила, Куksунгур и Каменная Могила проведены Г. В. Жуковым в 1950—1953 гг. Этот же автор несколько позже опубликовал ряд работ [6, 7], посвященных отдельным вопросам стратиграфии и генезиса отмеченных и некоторых других месторождений описываемого района.

В настоящее время в Приазовье кроме указанных месторождений и отдельных разобренных выходов железистых кварцитов известно несколько сравнительно крупных магнитных аномалий, установленных геофизическими исследованиями последних лет. К числу таких аномалий относится и Мангушская, расположенная в закрытой части Приазовского кристаллического массива вблизи райцентра Первомайское (бывший Мангуш), в 25 км к западу от г. Жданова Донецкой области.

Впервые Мангушская аномалия была выявлена А. В. Тесленко в 1956 г. при аэромагнитной съемке на территории Приазовья. На основании того, что аномалия была установлена на юго-западном продолжении Южно-Кальчикского граносиенитового массива, А. В. Тесленко высказал предположение о наличии в границах данного аномального участка крупного щелочного массива, возможно, аналогичного Октябрьскому.

Природа аномалии впервые была установлена Г. Л. Кравченко (1961) в процессе геологических исследований, проводившихся трестом «Артемгеология». Следует отметить, что еще в 1931 г. при геологической съемке В. Г. Бондарчук отметил наличие в этом районе по б. Камышеватке амфиболового гнейса, содержащего 41,08% Fe_2O_3 .

В 1962—1963 гг. по нашей рекомендации в пределах Мангушской аномалии была проведена детальная наземная магнитная съемка, благодаря которой установлены узкие полосы магнитных аномалий интенсивностью до нескольких десятков тысяч гамм. По результатам геофизических и поисковых буровых работ здесь выделено пять перспективных участков развития железистых кварцитов: Демьяновский, Первомайский, Дзержинский, Южный и Северный. В 1964 г. на отдельных участках Мангушской аномалии Приазовская экспедиция треста «Артемгеология» проводила поисково-разведочное бурение, в результате чего группа геологов во главе с Я. Н. Белевцевым [2] дала предварительную оценку открытому здесь Мариупольскому железорудному месторождению.

В геологическом строении района принимают участие докембрийские кристаллические породы, среди которых наиболее распространены серые биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиомигматиты. Породы гнейсовой серии и граниты имеют подчиненное значение. В структурном отношении Мангушская аномалия приурочена к приосевой части Мангушского синклинория [11]. Породы железорудной формации повсеместно залегают согласно с гнейсово-мигматитовой толщей и образуют вместе с последней одни и те же структуры. Согласно геофизическим исследованиям железистые породы в пределах аномалии нередко приурочены к брахисинклинальным складкам, имеющим крутое погружение шарниров в северном (Демьяновский участок) и в южном (Первомайский участок) направлениях. В других местах (Дзержинский и Южный участки) железистые кварциты образуют аномальные полосы, вытянутые в субмеридиональном или северо-западном направлениях.

Мангушский комплекс кристаллических пород включает в себя пироксено-амфиболовые, пироксено-биотитовые, гранато-пироксено-амфиболовые и графито-биотитовые плагиогнейсы, кристаллические известняки и железистые кварциты. Аналогичный комплекс пород обнажается по р. Берде в окрестностях с. Карла Маркса и р. Темрюку вблизи с. Темрюк, что, возможно, является одним из доказательств одновозрастности этих образований (архей).

Поисково-разведочными работами 1964—1965 гг. установлено, что на Демьяновском участке отчетливо выделяются два пласта железистых кварцитов, разделенных толщей пироксено-амфиболовых гнейсов мощностью 30 м. Нижний пласт имеет мощность около 90 м, а верхний — 18 м. На Первомайском участке (в пределах одной из трех железорудных полос) также установлено два пласта железистых кварцитов, разобщенных гнейсами: нижний мощностью 102 м, а верхний — 20—30 м. По простиранию рудные залежи Демьяновского участка прослежены на 2,7 км, а Первомайского — на 2,2 км [3]. Другие участки железорудных пород пока не разбурены.

Железистые породы Мангушской магнитной аномалии представлены пироксено- и гранато-пироксено-магнетитовыми кварцитами. Макроскопически это зеленовато-темно-серые и зеленовато-черные, иногда с розоватым оттенком (за счет розового граната), мелко-, изредка среднезернистые крепкие породы, обычно с полосчатой, реже с массивной текстурой. Часто отчетливо отмечаются тонкослоистые породы, в которых белые кварцевые прослойки мощностью 0,2—1,0 мм закономерно чередуются с более темными силикатно-магнетитовыми прослойками, мощность которых колеблется от 2—3 до 10—15 мм. Иногда магнетит образует самостоятельные тонкие прослои, приуроченные к приосевым частям более мощных пироксеновых прослоек. В нечетко слоистых кварцитах отмечаются мелкие вкрапления магнетита. Часто в пироксено-магнетитовых кварцитах наблюдается вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит); иногда кварциты рассекаются тонкими ветвистыми карбонатными прожилками. Контакты пироксено-магнетитовых кварцитов с вмещающими породами обычно четкие, реже расплывчатые.

В ассоциации с магнетитосодержащими кварцитами здесь отмечаются крупнокристаллические существенно пироксеновые, гранато-пироксеновые и гранато-пироксено-магнетитовые (иногда с оливином) породы, очевидно, метасоматического происхождения. Аналогичные образования в пределах Володарской аномалии [16] и на Корсак-Могиле [8] описаны как железистые скарны. Н. И. Половко и Г. В. Жуков [15] считают, что происхождение подобных пород в Правобережном районе связано не со скарновым процессом, а с локальной перекристалли-

зацией железистых кварцитов под влиянием метаморфизирующих растворов. Среди этих пород выделяются безрудные и рудные разновидности.

Безрудные метасоматиты наблюдаются в виде мономинеральных нечетких прослоев мощностью от 1—2 до 10—15 см, либо гнездовидных (шпировых) скоплений размером до 2—4 см в поперечнике, сложенных крупными (до 1,5 см) кристаллами коричневого гиперстена, реже зеленого диопсида. В таких же гнездовидных выделениях в некоторых участках встречается и крупнокристаллический магнетит.

Рудные метасоматиты представлены двумя разновидностями. Диопсидо-магнетитовые крупнокристаллические породы, содержащие до 75—88% магнетита и нередко обогащенные сульфидами, отмечаются среди пироксено-магнетитовых кварцитов в виде нечетких прослоев мощностью до 4—5 см. Гранато-гиперстено-магнетитовые крупнокристаллические породы образуют прослой мощностью до 1—2 м. Они характеризуются неясно выраженной полосчатостью и обильной вкрапленностью сульфидов. Иногда отмечается чередование прослоев мощностью 1—2 см, сложенных зернами розового граната, с одной стороны, и кристаллами гиперстена и магнетита — с другой. Значительно чаще магнетит, гиперстен и гранат распределены беспорядочно в общей массе породы.

Микроскопическое изучение железорудных пород Мангушской аномалии показывает, что они состоят из гиперстена, моноклинного пироксена, граната, оливина, кварца и магнетита; второстепенные минералы — пирротин, халькопирит, пирит, плагиоклаз, микроклин; аксессуарные — апатит, циркон; вторичные — роговая обманка, биотит, хлорит, карбонат, лимонит. Количественные соотношения минералов железистых пород в объемных процентах приведены в табл. 1. Структура описываемых пород гипидиогранобластовая, гранобластовая и пойкилобластовая. Текстура параллельная.

Таблица 1

Место взятия образца	Глубина, м	Кварц	Магнетит	Гиперстен	Диопсид	Прочие
Обн. 189, с. Демьяновка, б. Камышеватка	—	45—55	27—35	20	2—5	—
Скв. 13 *	178,2	65	20	—	15	Карбонат
Скв. 12	123,0	55	28	10	7	—
Скв. 13	207,5	35	30	15	20	—
Скв. 12	125,0	53	30	4	13	Роговая обманка
Скв. 12	124,0	60	30	Ед. зерна	10	—
Скв. 13	240,0	48	44	Ед. зерна	8	—
Скв. 13	83,5	—	—	15	30	Гранат-55
Скв. 12	128,0	—	88	—	12	—

* Скв. 12 и 13 пройдены Приазовской экспедицией в 1964 г. на Демьяновском участке

Содержание растворимого железа в пироксено-магнетитовых кварцитах для различных участков Мангушской аномалии приводится в табл. 2 [3].

Высокое содержание в железистых породах пироксенов приводит к значительному повышению содержания в них силикатного железа; в гранато-пироксено-магнетитовых кварцитах заметно увеличивается также содержание глинозема. Изредка в железистых кварцитах отмечается незначительное (до 0,01%) содержание NiO [12].

Гиперстены железистых пород характеризуются четким плеохроизмом, косым (угол с Ng достигает 8—15°) погасанием и наличием пла-

стинчатых вростков клинопироксена: $2V = -85^\circ$. Судя по показателям преломления ($N_g = 1,733-1,747$ и $N_p = 1,715-1,729$), железистость гиперстенов изменяется от 53 до 66%.

Моноклинный пироксен в количественном отношении обычно заметно преобладает над гиперстеном. Иногда в нем наблюдаются диалоговая отдельность и тонкие полисинтетические двойники. Окраска его бледно-зеленая, реже бесцветен. Плеохроизм отсутствует. Судя по показателям преломления ($N_g = 1,720-1,745$ и $N_p = 1,690-1,716$), железистость моноклинных пироксенов изменяется от 28 до 64%. Оптические константы и химический состав [12] свидетельствуют о принадлежности их к диопсидо-геденбергитовому ряду.

Гранат ассоциирует часто с магнетитом, иногда с диопсидом и гиперстеном; часто имеет ситовидное строение. Окраска бледно-розовая, показатель преломления изменяется от 1,793 до 1,810, что по диаграмме [19] соответствует колебаниям в содержании алмандиновой составляющей от 64 до 78%.

Оливин встречен лишь в одном случае в гранато-пироксено-магнетитовой породе из скв. 13 (гл. 78,0 м) на Демьяновском участке; под бинокляром он имеет янтарно-желтый цвет и раковистый излом; $N_g = 1,858 \pm 0,0025$ и $N_p = 1,817 \pm 0,0025$ (измерения в фосфорных жидкостях произведены инженером Е. С. Луговской). Судя по показателям преломления, оливин является сильно железистой разностью (92% железистой составляющей) и относится к фаялиту.

Кварц как бы цементирует все минералы, но часто образует и самостоятельные прослойки мощностью до 1—3 мм. В секущих прожилках отмечается также более низкотемпературный тонкозернистый кварц.

Магнетит встречается в виде скелетных и неправильных лапчатых зерен, приуроченных преимущественно к силикатным прослоям; иногда зерна магнетита образуют самостоятельные нечеткие прослойки мощностью до 1 мм. Довольно часто наблюдается частичное, реже полное (с сохранением первичных форм) замещение гиперстена и диопсида магнетитом. В диопсидо-магнетитовых метасоматитах магнетит образует сплошные массы и изометричной формы зерна, внутри которых часто наблюдаются овальные включения диопсида. Вблизи дневной поверхности магнетит в железистых породах иногда в значительной степени лимонитизирован.

Рудные минералы помимо магнетита представлены также мелкими овальными и неправильной формы зернами сульфидов: пирротина, пирита и халькопирита. Наиболее распространен среди сульфидов пирротин, который образует иногда неправильной формы агрегаты кристаллически зернистого строения. Пирротин и халькопирит выделяются обычно одновременно и замещают в отдельных участках зерна магнетита. Пирит, по-видимому, выделяется несколько позже и развивается обычно по пирротину, реликты которого наблюдаются иногда в центральной части зерен пирита. Сульфиды нередко образуют тонкие прожилки, секущие зерна магнетита, пироксенов и кварца, что также свидетельствует о более позднем происхождении сульфидов по сравнению с магнетитом. Отмечаются мелкие неправильной формы зерна ильменита, образующие иногда сростки с магнетитом.

Обыкновенная роговая обманка яркого сине-зеленого цвета в виде пятен развивается по гиперстену и диопсиду. Появление ее связано, очевидно, с диафорическими процессами.

Таблица 2

Участок	Содержание Fe, %	
	от — до	среднее
Демьяновский	23—37	24—30
Первомайский	20—45	29
Дзержинский	32—37	—

Биотит в железистых кварцитах встречается еще реже, чем роговая обманка. Развивается в виде мелких буровато-зеленых чешуек по пироксенам.

С более поздними низкотемпературными процессами метаморфизма связано образование тонких карбонатных и хлоритовых прожилков, секущих все описанные минералы.

Химические анализы и оптические константы основных породообразующих минералов — гиперстена, моноклинного пироксена, граната, оливина [12] — магнетитсодержащих кварцитов свидетельствуют о том, что последние образовались в условиях низкотемпературной части гранулитовой фации регионального метаморфизма. Это подтверждают и парагенетические ассоциации (форстерит — диопсид — карбонат) кристаллических известняков, пласты которых отмечаются на различных участках аномалии.

По вопросу о происхождении пироксено-магнетитовых кварцитов, совершенно аналогичных мангушским, существуют различные мнения. Л. П. Бондаренко [4], А. А. Каденский [9], Э. Б. Наливкина [13] и другие исследователи подобные образования, встреченные в пределах Балтийского, Анабарского щитов и на Побужье, относят к первичноосадочным породам, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. Л. П. Бондаренко, однако, отмечает, что магнетит в кварцитах «образуется по гиперстену и, очевидно, обогащение магнетитом происходило частью с метаморфогенно-метасоматическим процессом». По мнению Ю. Г. Дубяги [5], гиперстено-магнетитовые кварциты Побужья «образовались из остаточного раствора основной магмы, обогащенного железом». Образование гиперстено-магнетитовых сланцев Кольского полуострова, приуроченных к комплексу гиперстеновых диоритов, А. А. Полканов [14] объясняет гипомагматическим метасоматозом. Первоначальным материалом, по его мнению, были магматические основные породы, которые подвергались замещению и переработке под воздействием эманаций того же магматического цикла с преобразованием в рудоносные породы.

Судя по имеющимся материалам, железистые кварциты Мангушской аномалии имеют, несомненно, осадочно-метаморфическое происхождение. Об этом свидетельствуют: 1) выдержанные мощности железорудных пород по простиранию и падению, 2) наличие среди них тонкополосчатых разновидностей, 3) переслаивание с параметаморфическими породами — кристаллическими известняками и графитовыми гнейсами, 4) согласное залегание с вмещающими породами и 5) отсутствие прямой связи железорудных проявлений с областями выходов гранитоидов. Однако образовавшиеся таким путем железистые кварциты, по-видимому, содержали сравнительно небольшое количество магнетита, вследствие чего нет сколько-нибудь значительных скоплений железа в подобных образованиях других районов (Алданский, Анабарский щиты и др.).

Обогащение железистых пород магнетитом связано, очевидно, с процессами гранитизации, широко проявившимися на территории всего кристаллического Приазовья вообще и в пределах развития пород железорудной формации в частности. Широкое развитие процессов гранитизации в пределах различных магнитных аномалий Украинского щита отмечали Я. Н. Белевцев и А. И. Стрыгин [1]. О развитии в железистых кварцитах Мангушской аномалии более позднего метасоматического магнетита свидетельствует отмечаемое в шлифах частичное, реже полное, замещение магнетитом гиперстена или диопсида. Источником магнетита служили, возможно, железосодержащие силикаты, являющиеся главными составными частями пород, вмещающих пироксено-магнетитовые кварциты. При метасоматическом обогащении же-

лезистых кварцитов магнетитом происходило, вероятно, частичное окварцевание пород, которое сопровождалось выделением новых количеств магнетита; последний отмечается иногда в виде мелких кристалликов с правильными кристаллографическими очертаниями.

Гиперстено-магнетитовые кварциты района Корсак-Могилы, отнесенные Г. В. Жуковым [8] к нижнему протерозою (т. е. к аналогам криворожской свиты), весьма похожи по химическому, минеральному составу и по ряду других второстепенных признаков на железистые кварциты Мангушской магнитной аномалии. Новые геологические исследования, которые проводятся в настоящее время в Приазовье, должны окончательно решить вопрос о том, действительно ли корсак-могильские и мангушские железистые породы разновозрастны или они образовались в одинаковых условиях и в одно и то же время.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.—В кн.: МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 14. Изд-во АН УССР, К., 1960.
2. Белевцев Я. М. та ін.—Геол. журн. АН УРСР, 1964, 24, 6, 98—99.
3. Белевцев Я. Н. и др. Программа Приазовской экскурсии Всесоюзного совещания по литолого-стратиграфическому изучению докембрия и метаморфическому рудообразованию Украинского щита.—Гос. производств. геол. комитет УССР, ИГН АН УССР. Артемовск, 1965.
4. Бондаренко Л. П.—В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, II. Изд-во АН СССР, М., 1960, 249—269.
5. Дубяга Ю. Г.—В кн.: Докембрий УССР, 1. ОНТИ, Харьков—Киев, 1937.
6. Жуков Г. В.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, 9.
7. Жуков Г. В.—ДАН СССР, 1958, 119, 3, 563—564.
8. Жуков Г. В.—В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
9. Каденский А. А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
10. Кравченко Г. Л.—Геол. журн. АН УРСР, 1961, 21, 4, 41—51.
11. Кравченко Г. Л.—Геол. журн. АН УРСР, 1965, 25, 3, 56—65.
12. Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г.—Геол. журн. АН УРСР, 1966, 26, 2, 18—32.
13. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. «Недра», М., 1964.
14. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1935.
15. Половко Н. И., Жуков Г. В.—В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
16. Стрыгин О. И., Ярошук М. О.—Геол. журн. АН УРСР, 1964, 24, 4, 36—49.
17. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
18. Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд-во АН УССР, К., 1960.
19. Щербаков І. Б.—В кн.: Питання геології, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, К., 1963.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

М. П. ГОРЯИНОВ

Кольский филиал АН СССР

Железорудные месторождения Кольского полуострова образуют природные ассоциации со всеми характерными признаками докембрийских железисто-кремнистых формаций щитов*. В пределах Кольского

* Понимая железисто-кремнистые формации по Н. П. Семененко (1959).

полуострова они локализованы в трех полосах северо-западного прости- рания. Полосы развития метаморфических пород с железистыми кварци- тами отделены одна от другой массивами гранитизированных пород или крупными тектоническими нарушениями. Из известных на Кольском полу- острове более ста рудопроявлений железа типа железистых кварцитов промышленное значение, благодаря высокому качеству и запасам, имеют месторождения юго-западной полосы, называемой в литературе При- имандровским железорудным районом [6]. В число 12 месторождений района входит разрабатываемое сейчас Оленегорское месторождение. Месторождения средней (Шонгуй-Лопарской) и северо-восточной (Во- роньинско-Мурманской) полос невелики и характеризуются невысоким качеством руды.

Формировались железисто-кремнистые образования Кольской желе- зорудной металлогенической провинции, по-видимому, в одну геологичес- кую эпоху. Нижняя ее граница условно определяется по абсолютному возрасту $(2,6—2,8) \cdot 10^9$ лет, верхняя — $(2,0—2,2) \cdot 10^9$ лет [3].

По наличию базальных конгломератов в основании вулканогенных пород с железистыми кварцитами серии порос-полмос (Вороньинская по- лоса) [5], железорудная толща должна быть отделена от типично архей- ских пород так называемой кольской серии и отнесена к докарельским образованиям, имеющим на Кольском полуострове собирательное назва- ние «тундровая серия». Об этом свидетельствуют и сходные разрезы пород, повсеместно характеризующие тундровую серию по наличию основных, средних и кислых вулканитов в различных соотношениях. На рассмотрении парагенезисов пород тех разрезов тундровой серии, ко- торые содержат пластовые тела железистых кварцитов, мы в дальней- шем и остановимся.

Обобщение большого количества описаний железистых кварцитов Кольского полуострова свидетельствует о том, что по ассоциациям с вме- щающими породами можно выделить два наиболее распространенных типа месторождений. К первому типу относятся железорудные месторож- дения Приимандровского района. Их разрезы характеризуются подчи- ненным значением metabазитов (амфиболитов) и преобладанием амфибо- ловых и биотитовых глиноземистых гнейсов, а также светло-серых мел- козернистых массивных суперкрупных пород — лептитов. Этот тип месторождений железистых кварцитов мы назвали *лептитовым*. Ко вто- рому типу относятся рудопроявления железистых кварцитов двух дру- гих полос. В районах Кольского залива близ Мурманска, Шонгуя и Рев- ды, р. Вороней они залегают преимущественно в metabазитах (амфи- болитах). Этот тип месторождений назван *амфиболитовым*. Сюда же относятся пироксено-магнетитовые кварциты, залегающие среди пород гранулитовой ступени метаморфизма — гиперстено-плагноклазовых кри- сталлических сланцев, иногда называемых кольскими геологами гипер- стеновыми гнейсо-диоритами.

Выделенные два типа месторождений железистых кварцитов соот- ветствуют формациям [4], имеющим близкий возраст и образующим, по- видимому, гомологический ряд. Рассмотрим характерные генетические особенности каждой из них.

Лептитовая железисто-кремнистая формация. Район развития пород этой формации охватывает площадь примерно 50×20 км и расположен к западу от ст. Оленья. Известные в районе ме- сторождения железистых кварцитов образуют две линейные зоны севе- ро-западного простираения, между которыми намечается промежуточная полоса. Возможно, но пока не доказано, что здесь находит отражение складчатое строение района, элементы которого фиксируются вскрытым эрозий горизонтом железистых кварцитов. Рудные тела имеют форму согласных пластов и линз, протягивающихся на расстояние 3—4 км и

располагающихся на одном простирании. Доказано [1], что железистые кварциты не образуют непрерывного пласта. В пределах маркирующего железорудного горизонта намечаются отдельные первично изолированные пластовые тела. Об этом свидетельствуют фациальные изменения в пласте железистых кварцитов от центра к периферии линзы. Для Оленегорского месторождения выклинивание линзы в юго-восточном направлении заключается в переходе гематитсодержащих кварцитов в магнети-

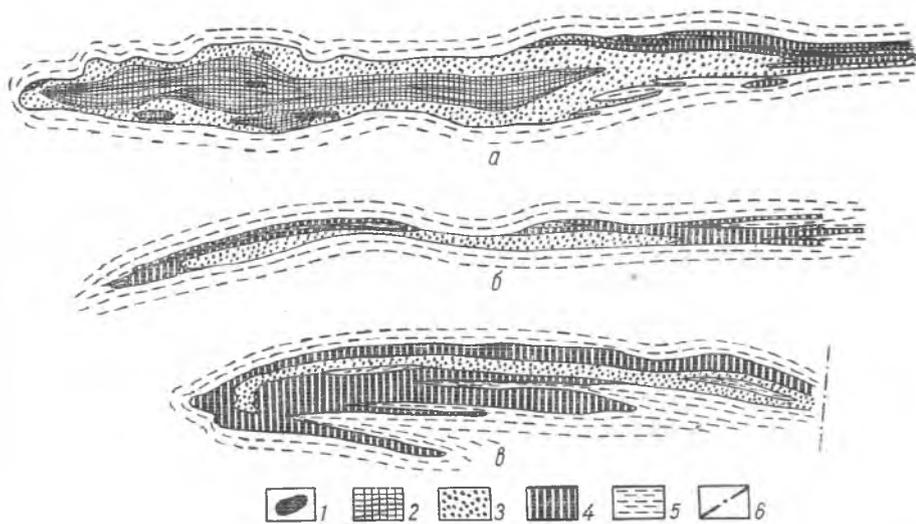


Рис. 1. Схема распределения фациальных разновидностей железистых пород внутри рудного тела:

a — Оленегорское месторождение, *б* — Комсомольское месторождение, *в* — Октябрьское месторождение; 1 — безрудные и слаборудные магнетито-амфиболовые, пирито-пирротиновые кварциты; 2 — рудные амфиболо-магнетитовые кварциты; 3 — рудные гематито-магнетитовые кварциты; 4 — магнетито-гематитовые кварциты; 5 — вмещающие породы; 6 — разрывы.

товые, в появлении слабооруденелых пирито-пирротиновых кварцитов (рис. 1). Кроме того, наблюдается уменьшение мощности пласта и разделение его на ряд более мелких пластов. О фациальном выклинивании в северо-западном направлении свидетельствует также изменение химического состава кварцитов (рис. 2) в сторону уменьшения содержания железа и увеличения содержания глинозема, кремнезема, извести. Подобное явление характерно и для других линз железистых кварцитов. При наблюдении морфологии линз железистых кварцитов выявлена интересная закономерность, указывающая на качественную сторону явления фациального выклинивания. Для всех детально изученных линз железистых кварцитов установлено, что выклинивание в юго-восточном направлении происходит на расстоянии, превышающем интервал выклинивания в северо-западном направлении в 3—7 раз, т. е. выклинивание в северо-западном направлении происходит очень быстро, а в юго-восточном — медленно. В плане линзы железистых кварцитов несколько напоминают водоросли, прикрепленные к субстрату своим северо-западным флангом (рис. 1).

Рудные минералы представлены в основном магнетитом. Гематит встречен в линзах, мощность которых превышает 150 м*. Они расположены в центральной части структуры района: это Оленегорское и в меньшей степени — Кировогорское месторождения. Линзы железистых квар-

* Имеется в виду первичный, не связанный с процессами мартитизации гематит.

цитов характеризуются стратиграфической зональностью. Наиболее полно она представлена на Оленегорском месторождении (рис. 3). Здесь разрез начинается слаборуденелыми магнетито-амфиболовыми кварцитами, выше них залегают рудные магнетитовые и еще выше — гематито-

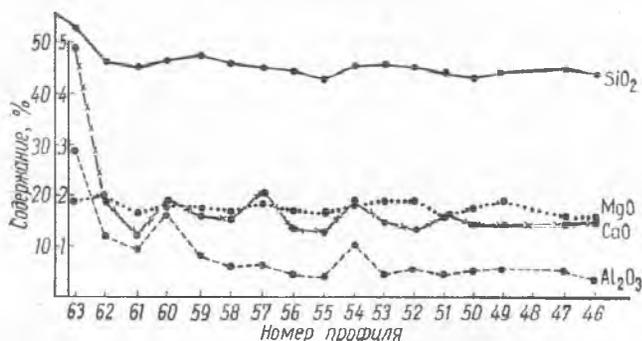


Рис. 2. Изменение химического состава железистых кварцитов линзы Оленегорского месторождения. (Профили даны через 100 м).

магнетитовые кварциты. Разрез заключают рудные магнетитовые кварциты. Ближе к флангу гематитсодержащие кварциты выпадают, зато среди слаборудных кварцитов появляются пирито-пирротиновые разно-

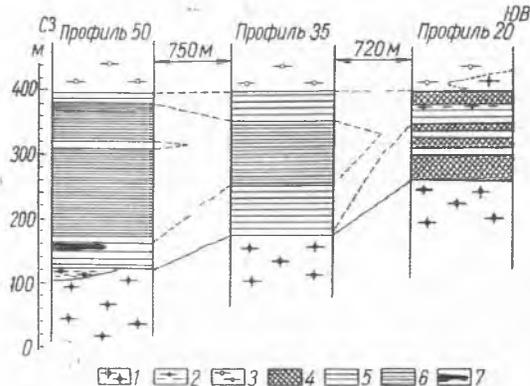


Рис. 3. Сопоставление разрезов линзы железистых кварцитов Оленегорского месторождения: 1 — амфиболсодержащие породы с подчиненными им лептитами; 2 — меланократовые биотитовые гнейсы и сланцы; 3 — лептиты и глиноземистые гнейсы; 4 — слаборудные магнетито-амфиболовые и безрудные пирито-пирротиновые кварциты; 5 — магнетитовые кварциты; 6 — гематито-магнетитовые кварциты; 7 — магнетито-гематитовые кварциты.

сти, мощность которых увеличивается быстрее, чем уменьшается суммарная мощность пласта железистых кварцитов. Таким образом, на фланге месторождения пирито-пирротиновые кварциты преобладают в разрезе линзы и достигают 50—100 м. Другие месторождения, имеющие мощность линзы железистых кварцитов менее 150 м, сохраняют такой же порядок стратиграфической зональности; в нем нет лишь гематитсодержащих кварцитов.

Отмеченная зональность определенным образом отражается на изменениях состава ассоциирующих с железистыми кварцитами вмещающих метаморфических пород.

Заметим, что в настоящее время, к сожалению, не известен полный разрез лептитовой железисто-кремнистой формации. Развитые на некотором удалении от железистых кварцитов мигматиты и адергнейсы трудно рассматривать как более древний субстрат формации. Скорее сами породы формации являются крупными останцами среди гранитизированных пород.

Следовательно, мы будем рассматривать ассоциации пород, входящих в негранитизированную зону, которые вскрыты разведочными скважинами и имеют максимальную мощность 500—700 м.

Накоплению железистых кварцитов предшествовала интенсивная вулканическая деятельность, выразившаяся в образовании эффузивных пород среднего и основного состава. В настоящее время продукты их ме-

таморфизма — амфиболиты, амфиболовые и меланократовые биотитовые гнейсы — повсеместно подстилают железистые кварциты.

Амфиболиты — полосчатые и сланцеватые среднезернистые породы, состоящие не более чем на 50—60% из обыкновенной роговой обманки. Содержание анортита в плагиоклазе — 35—50%. Количество кварца не превышает 5—10%. Химический состав метасоматически неизменных амфиболитов близок к составу порфиритов от дацитового до диабазового типа. Принадлежность их к первичноэффузивным породам подтверждают обнаруженные в них бластоофитовые и blastoporфирные структуры.

В подчиненном количестве в рассматриваемой дорудной пачке находятся более кислые породы: биотитовые и амфиболовые гнейсы, оvoidные и другие сланцы. Они характерны для самых верхних горизонтов амфиболитов и наблюдаются часто в непосредственном контакте с железистыми кварцитами. Иногда линзы этих пород на границе амфиболитов и железистых кварцитов можно рассматривать как согласные стратифицированные слои, фиксирующие некоторые неровности поверхности покровов излившихся основных эффузивов — амфиболитов.

Если нижняя (дожелезистая) толща — литологически выдержанная ассоциация пород, то этого нельзя сказать о надрудной толще, характеризующейся большой литолого-петрографической пестротой. В целом породы надрудной толщи характеризуются повышенным содержанием глинозема и щелочей и пониженным —

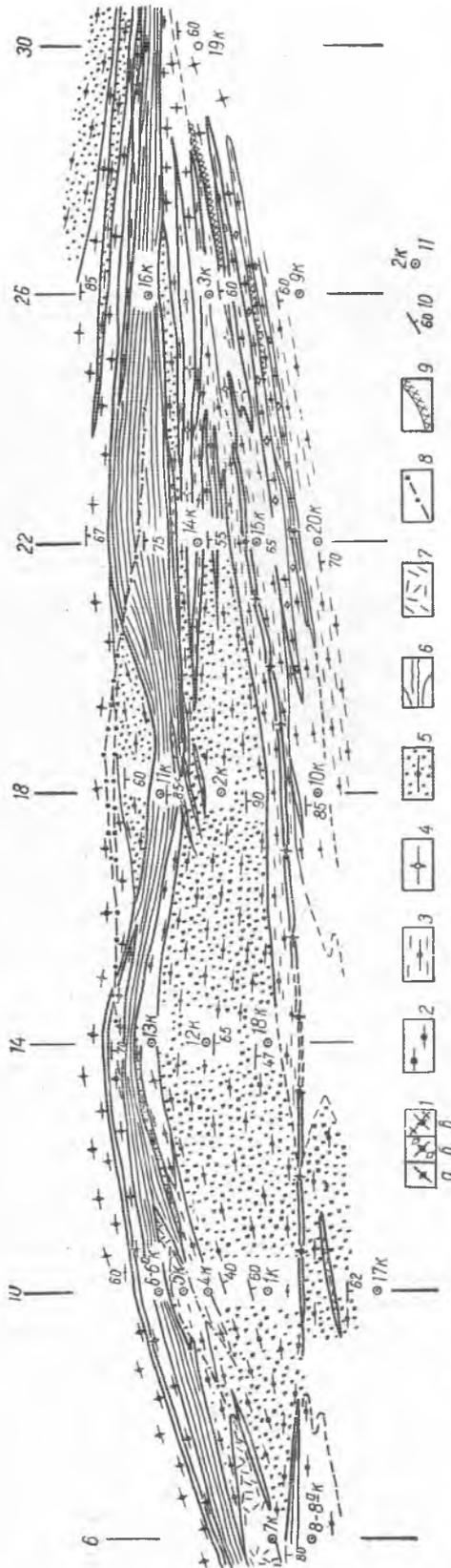


Рис. 4. Геологическая схема Комсомольского месторождения (составлена П. М. Горининым с использованием разведочных данных): 1 — амфиболиты; 2 — гранито-антофилитовые; 3 — амфиболовые гнейсы (антофилитовые); 4 — амфиболово-силлиманитовые оvoidные гнейсы; 5 — лептиты; 6 — железистые кварциты; 7 — пегматиты; 8 — зоны милонитизации и разрывы; 9 — элементы залегания; 10 — элементы залегания; 11 — скважины.

суммы феррических компонентов по сравнению с нижней толщей. Прослеживая породы надрудной толщи по простиранию, легко убедиться, что наибольшие мощности маложелезистых лейкократовых гнейсов наблюдаются в разрезах с наибольшей мощностью пласта железистых кварцитов, а при равных мощностях — в разрезах, где отмечаются повышенные содержания окислов железа. По мере уменьшения мощности и содержания железа в пласте железистых кварцитов породы кровли представлены уже разновидностями, содержащими магнезиально-железистые силикаты в большем объеме, чем лейкократовые гнейсы. В качестве при-

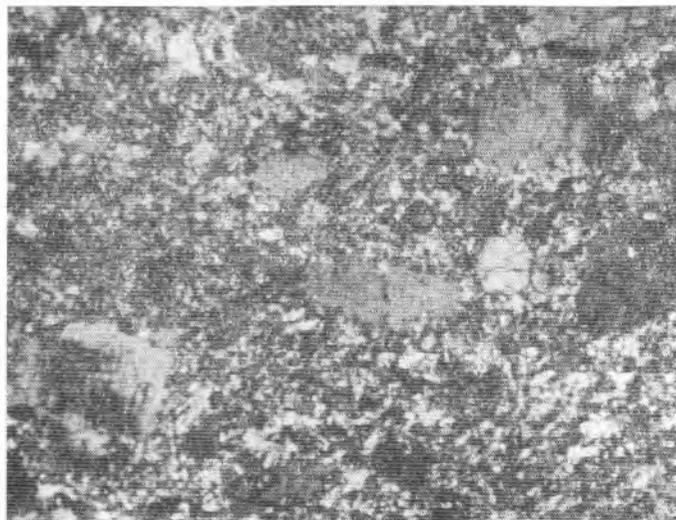
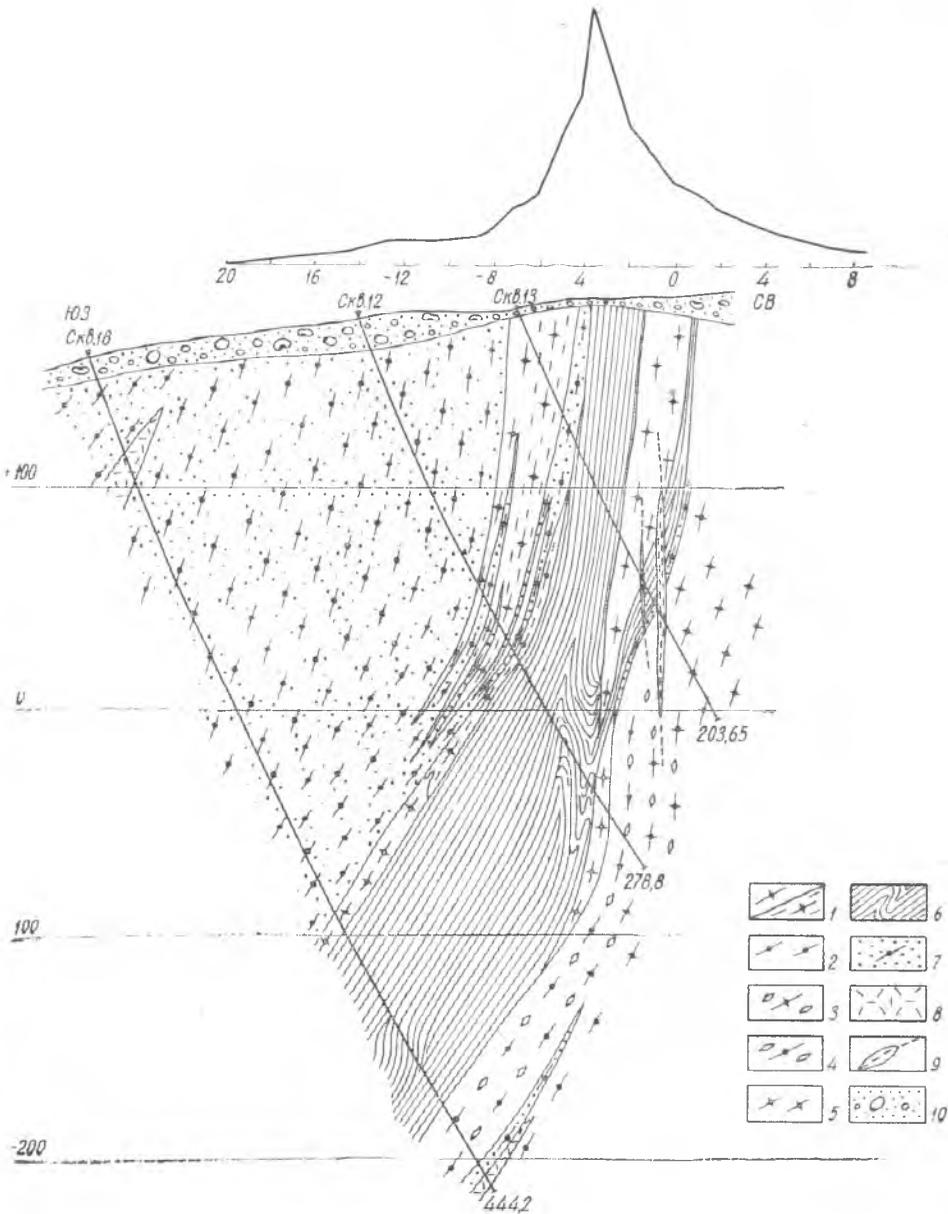


Рис. 5. Лептит с реликтовой структурой кислого порфирирового эффузива. Шлиф, ник +, ув. 22.

мера можно привести Комсомольское месторождение (рис. 4). Здесь, в центральной части месторождения (профили 10, 14, 18), железистые кварциты амфиболо-магнетитового состава перекрываются лейкократовыми мелкозернистыми суперкристалльными породами — лептитами, видимая мощность которых превышает 250 м. По петрографическому составу — это кварцево-полевошпатовые породы с подчиненным количеством амфиболов и слюд и меняющимся содержанием микроклина (от 0 до 30—40%). Порода мелкозернистая (0,2—0,4 мм), массивная, с едва намечающейся полосчатостью. Реликтовые структуры в большинстве своем утрачены, однако в отдельных случаях наблюдаются структуры, напоминающие порфирировые и пирокластические (рис. 5). Применяя классификацию шведских геологов, лептиты Приимандровского района мы отнесли к натровым и, частично, калиевым разновидностям. В целом же собственно лептитовую толщу Приимандровского района мы рассматриваем как толщу метаморфизованных кислых и средних эффузивов нормальной щелочности и их туфов. Неясно лишь соотношение экстрезивных и эксплозивных фаций, а также пород смешанного генезиса в этой формации в результате их глубокого метаморфизма.

Возвращаясь к Комсомольскому месторождению как примеру фациального изменения перекрывающих пород, следует обратить внимание на то, что железистые кварциты с высоким содержанием железа и большей мощностью пласта, распространенные в центральной части месторождения, постепенно к юго-востоку становятся беднее, мощность самого рудного пласта уменьшается (см. рис. 4). В этом же направлении лептиты замещаются биотитовыми гнейсами с прослоями антофиллитовых амфиболитов и, наконец, на юго-восточном фланге породы кровли представле-

ны в основном антофиллитовыми амфиболитами, биотито-амфиболовыми гнейсами и подчиненными им биотитовыми гнейсами и лептидами. Такая тенденция наблюдается не только при прослеживании пород по про-



(составлен П. М. Горяиновым с использованием разведочных данных):

Рис 6. Геологический разрез Комсомольского месторождения по профилю 14 (см. рис. 4)
 1 — роговообманковые амфиболиты, 2 — роговообманковые гнейсы, 3 — гранато-роговообманковые и антофиллитовые амфиболиты, 4 — гранато-роговообманковые гнейсы, 5 — силлиманито-сланцевые сводные гнейсы, 6 — железистые кварциты, 7 — лептиты, 8 — пегматиты, 9 — зоны бластомилонитов и разрывных нарушений, 10 — ледниковые отложения.

стиранию (в плане линзы железистых кварцитов), но и по падению (в разрезе, рис. 6). Аналогичное явление отмечается и для пород кровли Оленегорского месторождения.

Таким образом, мы видим явную зависимость между составом железистых кварцитов и составом перекрывающих их пород. Прежде чем пе-

рейты к анализу первичных парагенетических особенностей пород железисто-кремнистой формации, рассмотрим другой тип — амфиболитовый.

Амфиболитовая железисто-кремнистая формация. Эта формация характеризуется преимущественным развитием во вмещающих породах полосчатых и сланцеватых амфиболитов с содержанием роговой обманки 60—90% (содержание роговой обманки в амфиболитах лептитовой формации 40—60%). Среди железистых кварцитов преобладают разновидности с невысоким содержанием железа — безрудные и малорудные магнетито-амфиболовые кварциты. Иногда даже содержание валового железа в амфиболитах и ассоциирующих с ними железистых кварцитах довольно близки и составляют около 15%. Пласты желе-

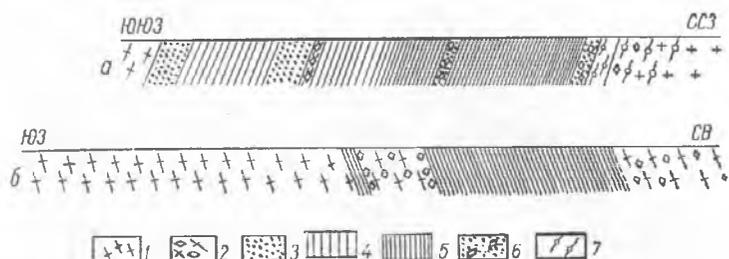


Рис. 7. Геологические разрезы рудопоявлений железистых кварцитов амфиболитового типа:

a — оз. Тулпъявр, *б* — оз. Ливлинское; 1 — роговообманковые амфиболиты анхимономинеральные, 2 — гранато-роговообманковые амфиболиты, 3 — безрудные кварциты с пирротинном, 4 — слаборудные магнетито-амфиболовые кварциты, 5 — рудные амфиболо-магнетитовые кварциты, 6 — безрудные гранатые кварциты, 7 — гранато-биотитовые гнейсы оз. Тулпъявр (в северо-северо-западной части гранитизированные).

зистых кварцитов маломощны (5—7 м) и протягиваются не более чем на 1 км. В свое время железистые кварциты в амфиболитах рассматривались на Кольском полуострове как образования метасоматические, возникшие, по одной гипотезе, автометасоматическим путем при застывании диоритовой интрузии [3], по другой — при гранитизации амфиболитов. Такая точка зрения в настоящее время потеряла почти всех своих сторонников. Нам кажется, что железистые кварциты северо-западной части Кольского полуострова являются типичными для докембрия железисто-кремнистыми образованиями осадочного генезиса*. Существенные различия в составе ассоциирующих с железистыми кварцитами пород следует рассматривать не с позиции принципиально различного генезиса этих железистых кварцитов. В данном случае должна идти речь о двух типах формаций, одна из которых генетически связана с кислым и средним вулканизмом (лептитовая), другая — с излияниями основных лав (амфиболитовая). Действительно, в железистых кварцитах обеих ассоциаций обнаруживаются одни и те же качественные особенности. Главные из них заключаются: 1) в увеличении глиноземистости в породах кровли и 2) в залегании в основании пласта железистых кварцитов безрудных и слаборудных разновидностей. Это отчетливо видно на примере рудопоявлений Тулпъявр и оз. Ливлинское (рис. 7). Рудопоявление у оз. Ливлинское представлено двумя пластами железистых кварцитов малой мощности, залегающими в амфиболитах. Амфиболиты существенно роговообманковые (70—80% роговой обманки). По мере приближения к верхней части разреза в них увеличивается содержание глинозема от 15 до 25%, выражающееся в появлении порфиробластического граната. В данном примере гранатые амфиболиты занимают место высокоглиноземистых гнейсов и лептитов разреза пород лептитовой формации.

* Не касаясь вопроса об источнике вещества.

В рудопроявлении Тулпъявр железистые кварциты подстилаются амфиболитами и перекрываются гранато-биотитовыми гнейсами. Весь этот участок находится среди мигматитов и гранитов, что, собственно, и явилось основанием для предположения о метасоматической природе железистых кварцитов, возникших при гранитизации амфиболитов. Последовательность пород (снизу вверх) амфиболиты — безрудные кварциты — рудные амфиболо-магнетитовые кварциты — мигматизированные гранато-биотитовые гнейсы рассматривается сторонниками метасоматической гипотезы как метасоматическая зональность. На самом деле в приведенном примере мы имеем нормальную стратиграфическую последовательность. Железистые кварциты и амфиболиты, поскольку они трудно поддаются гранитизации вследствие своей энергетической изотропии, сохранились в виде реликтовой зоны среди гранитизированных пород. Перекрывающие их гранатовые гнейсы лишь на самом контакте с железистыми кварцитами не гранитизированы.

ВЫВОДЫ

Обобщая изложенный материал, мы приходим к следующим выводам.

1. Железистые кварциты Кольского полуострова образуют типичные для докембрия железисто-кремнистые формации (по Н. П. Семенову [4]). Выделяющиеся среди них лептитовая формация Примандровского района и амфиболитовая формация северо-западной части полуострова образуют гомологический ряд вулканогенно-железисто-кремнистых формаций, характеризующихся различной металлогенией. Для лептитовой формации характерно наличие протяженных мощных линз железистых кварцитов с высоким содержанием рудного железа, для амфиболитовой — наличие мелких многочисленных линз железистых кварцитов с невысоким содержанием рудного железа.

2. Рассматривая геологическую историю формирования пород лептитовой железисто-кремнистой формации, следует иметь в виду неполноту ее стратиграфического разреза, заключающуюся, в частности, в отсутствии данных о ее основании. По имеющимся разрезам нижней дорудной толщи можно сделать вывод, что накоплению железисто-кремнистого материала предшествовал этап интенсивной вулканической деятельности, выразившейся в образовании средних и основных эффузивов дацитопорфиритового (кератофиритового) и, частично, спилитового типа. Следом за ним происходила короткая, но интенсивная фумарольно-гидротермальная деятельность, вынесшая в бассейн осадконакопления огромные массы кремнезема и железа. Вслед за накоплением железисто-кремнистого материала произошло излияние кислых и, частично, средних эффузивов кварцево-кератофиритового и кератофиритового типов, а также выброс продуктов взрывной вулканической деятельности. Приведенная последовательность событий является схемой общих генетических связей, характерных для процессов, приведших к формированию вулканогенной (лептитовой) железисто-кремнистой формации Примандровского района. Имеющийся фактический материал позволяет осветить и некоторые частные стороны этого процесса.

Накопление вулканогенного материала происходило в узких линейных зонах, что подтверждается приуроченностью линз железистых кварцитов к выдержанным полосам северо-западного простирания.

Накопление железисто-кремнистого материала происходило в изолированных одна от другой мульдах, что доказывается сменой фаций железистых пород в каждой из линз. На флангах развиты слабрудные железистые кварциты, сменившие в центре рудные.

Химический состав пород докембрийских железисто-кремнистых форм
(Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории)

Компонент	Породы разрезов лептитового типа								
	Надрудная толща								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72,97	71,96	70,91	73,00	70,87	61,92	58,45	49,31	56,81
TiO ₂	0,15	0,19	0,15	0,28	0,16	1,00	0,66	2,04	0,65
Al ₂ O ₃	15,66	15,54	15,62	15,44	15,95	18,84	20,96	14,63	16,21
Fe ₂ O ₃	0,07	0,20	0,64	0,68	1,23	0,56	0,60	1,18	2,16
FeO	1,36	1,10	1,36	0,50	0,94	6,58	3,48	14,58	6,29
MnO	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,05	0,04	0,17	0,14
MgO	0,32	0,42	0,66	0,59	0,60	2,86	1,94	12,30	4,77
CaO	2,79	1,90	1,76	1,15	5,93	1,20	4,83	2,60	7,91
Na ₂ O	5,86	6,07	5,80	4,32	2,92	0,75	5,47	1,95	3,68
K ₂ O	0,65	1,22	1,92	3,64	1,01	3,83	2,22	0,07	0,25
H ₂ O ⁺	0,06	0,02	0,28	0,0	0,06	0,25	0,0	0,02	0,32
H ₂ O ⁻	0,14	0,66	0,35	0,64	0,46	2,29	0,72	0,99	0,93
Сумма	100,10	99,84	100,12	100,33	99,66	100,26	99,58	99,84	100,25

* 1 — лептит с оvoidной текстурой, обр. 4039, скв. 14, м-ние XV-летия Октября; 2 — двуслюдяной 1 — лептит, обр. 3090, магистральная канава, м-ние им. Баумана; 5 — лептит, обр. 2238, Печегубское м-ние; 6 — антофиллиновый оvoidный гнейс, обр. 4084, скв. 17, м-ние им. XV-летия Октября; 8 — антофиллиновый обр. 508, скв. 110; 10 — эпидото-биотито-роговообманковый амфиболит, обр. 515, скв. 110; 11 — blastoporph 13 — биотито-роговообманковый амфиболит, обр. 1200 (9—13 — анализы пород Оленегорского м-ния); 14 — ро Колмозеро — Воронья, коллекция Л. Л. Гарифуллина; 17 — серпентинно-тремолитовый сланец с оливковым Касхель-явр); 20 — кварцевый амфиболит (район оз. Маун-явр) (17—20 — образцы из коллекции С. И. Маки

Для каждой из линз, по-видимому, был локальный очаг извержения, подчиненный общему структурному плану подвижной зоны. Об этом свидетельствует резкое фацциальное изменение вмещающих пород по простиранию линзы железистых кварцитов, повторяющееся на каждом месторождении и используемое в качестве дополнительного (кроме чисто петрологических данных) подтверждения вулканогенного происхождения вмещающих железистых кварцитов пород.

Мы предполагаем, что вынос железа и кремния из источника был односторонним и направленным, о чем можно судить по различной скорости (интервалу) выклинивания линзы железистых кварцитов в разных направлениях. Обычно этот интервал в юго-восточной части линзы в несколько раз больше, чем в северо-западной, что также указывает на вулканический механизм накопления пород, а кроме того, косвенно определяет место очага фумарольно-гидротермальной активности и направление выноса железисто-кремнистого материала. Как следует из приведенного описания характера распределения фаций внутри пласта железистых кварцитов, очаг располагался в северо-западной части мульды, а материал преимущественно распределялся в юго-восточном направлении (в сторону постепенного выклинивания линзы).

3. Весь фактический материал свидетельствует о том, что генетически лептитовая формация связана с вулканизмом кислого и среднего состава, а амфиболитовая — с вулканизмом основного состава (таблица). Связывая металлогению и состав этих формаций с различным вулканизмом, мы объясняем наблюдаемые в них различия глубинными явлениями: прежде всего степенью или глубиной дифференциации магмы в очаге извержения. В таком случае накопление пород лептитовой формации связано с выводом на поверхность кислых и средних дифференциатов базальтовой магмы. Амфиболитовая железисто-кремнистая формация генетически связана с недифференцированной магмой базальтового состава, в которой не произошло глубокого обособления железа от силикатов. Об этом свидетельствует и высокое содержание окислов железа в амфиболитах, достигающее в сумме 15—20%.

маций лептитового и амфиболитового типов на Кольском полуострове
Геологического института Кольского филиала АН СССР *

(Приимандровский район)				Породы разрезов амфиболитового типа						
Подрудная толща				14	15	16	17	18	19	20
10	11	12	13							
57,53	54,13	51,52	54,34	42,42	49,56	50,42	44,42	46,87	47,88	50,21
0,55	1,44	0,60	0,67	0,70	1,05	3,09	0,28	1,27	2,01	1,20
18,88	13,40	16,88	16,92	5,62	14,42	13,15	3,60	14,69	12,27	13,63
0,33	3,44	1,81	2,81	1,80	1,74	13,20	5,41	5,38	1,85	2,62
5,06	7,80	6,35	3,75	12,29	11,07	2,46	6,08	8,77	12,14	9,47
0,13	0,20	0,12	0,17	0,17	0,24	6,90	0,14	0,25	0,13	0,24
4,43	6,22	9,50	3,62	24,74	6,30	4,33	27,29	5,03	10,71	7,02
6,76	7,96	3,26	13,04	2,86	11,90	0,02	6,56	12,94	6,32	10,38
3,08	2,78	3,20	3,34	0,16	1,64	3,39	0,11	1,41	0,99	2,70
1,97	0,97	2,25	0,10	0,09	0,05	0,27	0,03	0,39	2,89	0,81
0,40	0,36	1,02	0,30	0,82	0,24	0,32	0,34	0,48	0,32	0,06
1,28	1,02	3,40	0,77	2,99	2,11	1,83	4,81	1,52	1,19	1,65
100,10	99,83	100,10	100,03	99,76	100,32	99,77	100,09	99,01	100,24	99,99

лептит, обр. 4095, скв. 17, м-ние XV-летия Октября; 3 — лептит, обр. 1707, скв. 30, Кировогорское м-ние; 6 — биотито-силлиманитовый лептитовый гнейс, обр. 5010, скв. 7, м-ние XV-летия Октября; 7 — силлиманитовый амфиболит, обр. 5688, Комсомольское м-ние; 9 — биотито-роговообманковый амфиболит с магнетитом, ровый актинолитовый сланец (амфиболит), обр. 1186; 12 — меланократовый биотитовый гнейс, обр. 1179, говообманковый амфиболит; 15 — полосчатый амфиболит; 16 — роговообманковый амфиболит (14—16 полоса (г. Кучин-тундра); 18 — эпидото-амфиболитовый сланец (оз. Маун-явр); 19 — амфибиоло-биотитовый сланец евского).

Рассматривая эволюцию магматического очага начиная с интенсивной подводновулканической деятельности и кончая внедрением интрузий основного состава в свете высказанного нами предположения о дифференцированности магмы, мы находим ряд фактов географической связи основных и ультраосновных интрузий (часто никеленосных) и пород, слагающих железисто-кремнистые формации [6, 2].

Кроме того, в докембрии мы имеем целый ряд примеров связи характера железнакопления с типом вулканизма или степенью дифференциации исходной магмы в очаге. Примером может служить довольно известное месторождение Кируна в Северной Швеции, руды которого рассматриваются в генетической связи с ультракислым щелочным вулканизмом [8, 9]. Содержание железа в рудах составляет 60—70%, причем в отличие от богатых руд метаморфического генезиса, образовавшихся за счет бедных железистых кварцитов, руды Кируны являются первичными, неметаморфизованными. В том же районе с повышением основности эффузивов руда становится беднее и приближается по своему виду к железистым кварцитам. В Швеции, наконец, имеются и железистые кварциты, залегающие в метабазитах — амфиболитах или так называемых основных лептитах — метаандезитах [7]. В отличие от упомянутых рудопроявлений они не имеют промышленного значения из-за малых запасов и убогого содержания железа. Таковы, очевидно, и железистые кварциты в метабазитах Украинского щита.

Одной из причин различной дифференцированности могла быть разная глубина заложения узких трогообразных протогеосинклинальных зон с характерными для них интенсивной подводно-вулканической деятельностью, железным рудонакоплением и последующим основным магматизмом.

4. Как следствие из предыдущего вывода вытекает, что лептитовая и амфиболитовая (метабазитовая) формации являются в различной степени перспективными на промышленные месторождения железистых кварцитов. Исходя из изложенных соображений, лептитовую формацию можно считать несравненно более перспективной, чем метабазитовую.

В свою очередь последняя может оказаться более перспективной на сингенетичные руды колчеданного типа (пирито-пирротиновые) с повышенными содержаниями кобальта и меди, а также, возможно, никеля, цинка и свинца в сульфидной форме.

Л и т е р а т у р а

1. Горяинов П. М. Железистые кварциты Примандровского района и их формационное положение. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Воронежск. ун-т, 1964.
2. Гусельников В. Н.—В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966.
3. Полканов А. А., Герлинг Э. К.—В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, в. 12. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
4. Семененко Н. П.—В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
5. Токарев В. А., Гарифуллин Л. Л.—В кн.: Вопросы геологии Кольского п-ова, 4. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
6. Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. «Наука», М.—Л., 1964.
7. Bergström L.—Geol. Förf. Förh., 1959, 81, 4.
8. Geijer P. a. Magnusson N. H.—In: Rep. of the 18-th session Intern. Geol. Congr. Great Britain, 1948, Pt. 13. London, 1952.
9. Ödman O. H.—Sver. Geol. Und., Ser. Ca, 41, 1957.

ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕЙ СВИТЫ И НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ ИХ ОБРАЗОВАНИИ

Д. И. ИЩЕНКО

Институт минеральных ресурсов
Министерства геологии УССР

В пределах Криворожского железорудного бассейна бедные руды, пригодные для обогащения, представлены железистыми роговиками (кварцитами), стратиграфически приуроченными к средней свите криворожской серии. Особенно ценны для обогащения разности железистых роговиков, где основная часть железистых минералов представлена магнетитом, так как для получения рудных концентратов из таких пород применяются более простые и наиболее экономически выгодные схемы обогащения. На участках распространения железистых роговиков, отличающихся благоприятными условиями геологического строения, организован ряд крупных горно-обогатительных комбинатов, где проводится в огромном количестве добыча и обогащение руд.

Железистые породы с промышленным содержанием железа известны и в нижней части верхней свиты района замка Основной (Криворожской) синклинали (Западная и Восточная Ингулецкие структуры). Это магнетито-силикатные сланцы, железистые песчаники, брекчии и конгломераты. С ними тесно связаны известные в подсвите пластовые, пластообразные и линзовидные залежи богатых руд. Более крупные залежи, имеющие силикатно-магнетитовый состав, приурочены к толще магнетито-силикатных сланцев, причем различие между ними только в количестве магнетита. Меньшие по размерам рудные тела приурочены к железистым

песчаникам, а совсем мелкие линзы руд встречаются среди брекчий и конгломератов.

Так как стратиграфическое положение и геологическое строение района достаточно полно освещено в ряде работ [1, 8, 3], то на описании их останавливаться не будем. Отметим только, что железистые породы и тесно связанные с ними богатые рудные тела входят в состав нижней рудоносной подсвиты верхней свиты.

Магнетито-силикатные сланцы, тесно связанные с рудами, по внешнему виду представляют плотную, лишенную слоистости или слабослоистую мелкозернистую породу с темной зеленовато-серой окраской. Среди сланцев, а большей частью в руде, кроме магнетита и силикатов наблюдаются мелкие обломочные включения железистых роговиков средней свиты, легко отличающихся по характерной тонкой полосчатости.

Под микроскопом в сланцах обнаруживается петельчато-сростковая, реже гранобластовая или гранолепидобластовая структура. Минеральный состав сланцев неоднороден и меняется в толще на небольших расстояниях по падению и простираанию. Чаще всего встречается магнетито-хлоритовые сланцы, представляющие мелкозернистую породу с гранолепидобластовой структурой. В значительно меньшем количестве присутствуют амфиболовые, биотитовые, хлорито-биотитовые, мусковитовые, хлорито-хлоритоидные разности. Магнетит содержится во всех разновидностях сланцев в разном количестве (за исключением хлорито-хлоритоидных, в которых он весьма редок). В толще сланцев и в тесно связанных с ними рудах хлорит наблюдается в виде трех разновидностей. Наиболее часто встречается железисто-магнезиальная разновидность — афросидерит с резко выраженным плеохроизмом в зеленоватых тонах. Плеохроизм меняется от светло-зеленого по Np до более темного по Ng . $Ng=1,616$, $Np=1,611$. Минерал оптически положительный.

Вторая разновидность хлорита — прохлорит. Он почти бесцветен, без заметного плеохроизма с показателями преломления $Ng=1,610$, $Np=1,606$. Некоторые разности прохлорита с заметным слабым плеохроизмом характеризуются показателями преломления $Ng=1,605$, $Np=1,599$.

Третья разновидность хлорита представлена пеннином, который очень редко встречается и легко отличается по интенсивной синей аномальной окраске.

Из других нерудных минералов в сланцах встречаются биотит, амфибол, мусковит, кварц, хлоритоид.

Биотит чаще всего находится в виде таблитчатых индивидов с резким плеохроизмом. Местами наблюдается хлоритизация биотита.

Мусковит наблюдается в некоторых разновидностях сланцев, где он неравномерно рассеян в породе. Обычно края его оборваны; чешуйчатые его агрегаты хорошо отличаются по высокой интерференционной окраске.

Кварц содержится в породе и руде в весьма незначительных количествах. Кое-где он встречается в виде так называемых кварцевых двориков, располагаясь рядом с зернами магнетита. Вторая разновидность — кластогенный кварц — более редка. Зерна его только иногда превышают тысячные доли миллиметра.

Весьма интересными разновидностями сланцев являются хлорито-хлоритоидные, где главные минералы — хлорит и хлоритоид. Эти сланцы залегают в виде линз мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров; например, при проходке ствола шахты «Валявка — Скиповая» обнаружена линза мощностью до 10 м. Породы на этом участке представлены светло-серой или светло-зеленоватой разностью с занозистым изломом. Здесь в основной хлоритовой массе наблюдаются густо и непрерывно рассеянные порфиробласты хлоритоида. Размеры порфи-

робластов достигают в поперечнике 5—7 мм. На плоскостях спайности ярко выражен перламутровый блеск. Хлорит в породе обычно представлен пеннином. Под микроскопом хлоритоид отличается хорошо выраженным плеохроизмом: по Ng — зеленовато-голубой, по Np — голубовато-зеленый, по Nm — зеленоватый, часто заметна полисинтетическая штриховка. $Ng=1,720-1,729$, $Np=1,718-1,721$. Цвета интерференции серые и синеватые первого порядка, удлинение отрицательное. В отдельных случаях наблюдается веерообразное расположение кристаллов хлоритоида. Часто зерна хлоритоида пронизаны многочисленными мелкими включениями кварца, что придает ему в срезах ситовидную форму. Химическими анализами мономинерального хлоритоида установлено, что он относится к железистой его разновидности.

Акцессорные минералы сланцев и руд — турмалин, циркон, кордиерит, апатит, сфен.

Вторая разновидность железистых пород — железистые песчаники. Обычно они не представляют собой строго выдержанного по падению и простирацию пласта, а часто переходят в безрудные, почти белые сливные кварциты и кварцито-песчаники. Песчаники различаются: с хлоритовым, хлорито-карбонатным и магнетито-хлоритовым цементом. На участках, где в цементе количество магнетита и хлорита сильно уменьшается, породы переходят в кварцито-песчаники или безрудные кварциты. Там, где в составе цемента количество рудного минерала повышено, породы переходят в руду. Наблюдаются участки, в которых кроме рудного минерала, находящегося в цементе, увеличивается и количество карбоната, в связи с чем песчаники переходят в кварцево-магнетито-карбонатную породу. Среди богатых карбонатом пород выделяются магнетито-кварцево-карбонатные и кварцево-хлорито-магнетито-карбонатные.

Минеральный состав песчаников: кварц, карбонат, рудный минерал (магнетит), редко хлорит, биотит. В песчаниках кварц часто является преобладающим минералом и встречается в трех разновидностях: а) явно кластогенный, слагающий участки гранобластового строения; б) кварц как цемент вместе с карбонатом, хлоритом, магнетитом с зубчатой гранобластовой структурой; в) кварц, выполняющий «дворики растяжения».

Магнетит среди хлорита и кварца наблюдается то в виде отдельных зерен, то образует сростки.

Хлорит присутствует в породе в различных, но небольших количествах и представлен арфедсонитом, реже пеннином.

Биотит и амфибол редки. Из амфиболов чаще встречается актинолит. Карбонат представлен зернами изометричной формы размером от сотых до десятых долей миллиметра. Большая его часть представлена доломитом. Как акцессорные встречаются турмалин, апатит, циркон.

Третья разновидность железистых пород — брекчии и конгломераты. Эти породы развиты в основном в Восточно-Ингулецкой синклинали, где они составляют около 14% общего объема пород нижней рудоносной подсвиты. Стратиграфическое положение пород весьма неопределенно: то они залегают у основания верхней свиты, то располагаются выше, занимая центральное положение в разрезе, то залегают висячем боку этой подсвиты, но не выходят за ее пределы и образуют линзовидные и пластообразные тела. Это плотные породы, сложенные хорошо окатанными или угловатыми обломками железистых роговиков средней свиты, сцементированные различным цементом. Размер обломков и галек 1—10 мм в длину, 3—5 мм в ширину; они обычно ориентированы уплощением в соответствии со слабой слоистостью.

Цемент в породе в одних случаях представлен магнетитом, в других — кварцем, в третьих — карбонатом, а иногда и всеми тремя минералами вместе, с преобладанием одного из них. Чаще всего встречается магнетитовый цемент. В обломках встречаются краснополосчатые рого-

вики, реже — серополосчатые их разности. Под микроскопом в галечках и обломках наблюдается микрогранобластовая структура, часто с заметной тонкой полосчатостью. В одних полосках преобладает магнетит, в других (светлых) — кварц. Встречаются также галечки безрудных кварцитов. Иногда в состав цемента включаются карбонат и хлорит. Брекчии и конгломераты образуют между собой постепенные переходы.

Химический состав описанных железистых пород приводится в таблице.

Изучение пород верхней свиты показало, что накопление богатых железом осадков, давших затем породы и руды нижней подсвиты, произошло вследствие довольно резкого изменения условий седиментации по сравнению с теми, которые были при накоплении осадков железорудной средней свиты.

Изменение условий осадконакопления подчеркивается отсутствием в железистых породах нижней части верхней свиты столь характерной тонкой полосчатости, присущей железистым породам средней свиты. Это подтверждается также обилием в составе пород верхней свиты кластогенного материала, в частности таких грубообломочных пород, как брекчии и конгломераты. Наличие в брекчиях и конгломератах обломков железистых пород средней свиты свидетельствует о проходившем местами размыве пород средней свиты и их переотложении. Последнее обстоятельство дает основание уверенно проводить стратиграфическое несогласие между верхней и средней свитами.

Согласно В. В. Белоусову, такие смены условий осадконакопления наступают в период перехода геосинклинали от одного цикла развития к другому. Переходы характеризуются резкой сменой географических условий в области питания, состава осадочного материала и скорости накопления осадков.

Сравнение пород верхней и средней свит показывает, что характерная ритмичность и чередование прослоек в железистых роговиках средней свиты в общих чертах сохраняется и для пород нижней части верхней свиты, однако это чередование приобретает более грубую форму и мощность каждого слоя повышается. Так, если в железистых роговиках наблюдается чередование от трех до четырех видов прослоек (рудных, силикатных, кварцевых и карбонатных), то такая же последовательность устанавливается и для пород верхней свиты Западно-Ингулецкой синклинали. Здесь в разрезе снизу вверх прослеживается рудный пласт, перекрытый магнетито-силикатными сланцами, в свою очередь сменяющимися пластом песчаников и безрудных кварцитов, часто со значительным количеством карбоната. Если в железистых роговиках средней свиты мощность прослоек измеряется миллиметрами, то в железосодержащих породах верхней свиты — единицами и десятками метров. Увеличение мощности слоев, очевидно, было связано с более интенсивным поступле-

Компонент	Магнетито-силикатные сланцы		Песчаники	Брекчии
	1*	2		
SiO ₂	37,20	45,32	43,68	39,88
TiO ₂	Не опр.	6,33	—	—
FeO	12,86	12,20	1,85	16,50
MnO	Не опр.	0,02	—	—
MgO	1,96	3,42	0,26	0,70
CaO	0,20	Не опр.	0,91	1,02
Fe ₂ O ₃	35,20	17,38	44,53	34,07
Al ₂ O ₃	9,60	14,00	4,18	6,65
Na ₂ O	0,30	0,25	—	—
K ₂ O	—	1,11	0,30	0,98
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,18	—
SO ₃	0,03	0,26	0,70	—
п. п. п.	2,00	4,78	3,43	—
H ₂ O _{гигр}	0,23	—	—	—
Сумма	99,62	99,15	100,02	99,80
Fe	34,63	21,65	32,59	37,13

* 1— скв. 1688, гл. 350 м; 2— скв. 1367, гл. 143 м; 3— скв. 2396, гл. 196 м; 4— скв. 2438, гл. 102 м.

нием материала в водный бассейн. Однако такой последовательности чередования пластов не наблюдается в Восточно-Ингулецкой синклинали, где она нарушалась обильным привносом кластогенного материала.

Источники столь обильного привноса железа в водный бассейн при накоплении осадков нижней части верхней свиты остаются пока неясными. При изучении богатых железных руд и тесно связанных с ними магнетито-силикатных сланцев мы (1959) высказали предположение о преобладании первичноосадочного накопления этой толщи с последующим их метаморфизмом. Подтверждением может служить пластовый характер залегания магнетито-силикатных сланцев и приуроченных к ним богатых руд весьма близкого состава, наличие кластогенного материала в этой толще железистых роговиков средней свиты.

Близкие взгляды по вопросу образования богатых железных руд, залегающих в нижней части верхней свиты, высказал и Д. С. Коржинский [5], считавший, что накопление богатых железом пород и руд в толще происходило за счет переотложения богатого железом материала, накопившегося при разрушении железосодержащих пород средней свиты в древней коре выветривания.

Не исключена также возможность привноса железа в результате вулканической деятельности, на что указывал Н. С. Точилин [7].

В связи с этим интересно мнение Ю. Ир. Половинкиной [6], обратившей внимание на наличие в низах верхней свиты хлорито-хлоритоидных сланцев. Отмечая их необычный для Криворожья химический состав с повышенным содержанием глинозема, она указывает, что они могут оказаться основными эффузивами.

Своеобразный состав пород нижней части верхней свиты требует дополнительных исследований, которые, несомненно, будут способствовать познанию общего процесса накопления железа не только в этой толще, но и в других породах докембрия.

Л и т е р а т у р а

1. Акименко Н. М., Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Кривого Рога. Госгеолтехиздат, М., 1958.
2. Белевцев Я. Н. и др. Генезис железистых руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1959.
3. Ищенко Д. И.—В кн.: Труды Криворожского горнорудного ин-та, в. XIII. Госгеолтехиздат, М., 1962.
4. Ищенко Д. И.—В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
5. Коржинский Д. С.—В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
6. Половинкина Ю. Ир.—В кн.: Геология и генезис Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
7. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
8. Шербакова К. Ф., Фоменко В. Ю.—В кн.: Научные труды НИГРИ. 2. Гос. научн.-технич. изд-во литературы по черной и цветной металлургии. М., 1959.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. П. НИКОЛЬСКИЙ, Б. В. КАУКИН

ВСЕГЕИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В РЕГИОНЕ И НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗВИТИИ МЕТАМОРФИЗМА

Докембрий юго-западной части Русской платформы относительно хорошо изучен в пределах Украинского щита (УЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В геологическом строении докембрия названных регионов много общего. В верхнем архее на этой территории была сформирована складчатая область, абсолютный возраст метаморфизма пород которой около двух миллиардов лет*.

В пределах верхнеархейских метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Русской платформы выделяют три серии: 1 — сланцево-амфиболитовую на территории УЩ и ее аналог — михайловскую на территории ВКМ; 2 — криворожскую (УЩ) и ее аналог — курскую (ВКМ); 3 — гнейсовую (УЩ) и ее аналог — воронежскую (в северо-восточной части ВКМ). В отличие от большинства украинских геологов мы считаем, что гнейсовая серия не наиболее древняя среди пород докембрия УЩ, а лежит выше криворожской серии и фациально замещает ее. Верхняя свита криворожской серии является основанием гнейсовой серии, образуя с ней постепенные переходы [4, 5]. Аналогом гнейсовой серии УЩ являются мощные слабо метаморфизованные песчанико-сланцевые толщи северо-восточной части ВКМ, названные воронежской серией. Породы, залегающие в основании воронежской серии, очень напоминают верхнюю свиту курской серии. Абсолютный возраст слюд, возникших при метаморфизме пород воронежской серии, 2 000 млн. лет.

На территории Украинского щита и Воронежского массива расположен огромный Днепровско-Курский антиклинорий [5]. Главная часть железистых кварцитов юго-западной части Русской платформы сосредоточена в пределах и краевых частях этого антиклинория. На территории УЩ железистые кварциты установлены в четырех разновозрастных толщах верхнего архея: в сланцево-амфиболитовой серии, в средней и верхней свитах криворожской серии и в гнейсовой серии. В пределах ВКМ железистые кварциты входят главным образом в состав средней свиты курской серии. Единичные маломощные пласты железистых кварцитов встречаются в нижней свите курской серии и среди пород михайловской серии. При рассмотрении метаморфизма железорудных формаций показаны изменения железистых кварцитов, а также преобразования пород,

* К верхнему архею указанные складчатые толщи относятся на основании регионального развития гранитизации, выраженной весьма интенсивно.

с которыми железистые кварциты переслаиваются и которые входят в группу пород железорудной формации.

Верхнеархейские ультрабазиты (серпентиниты по перидотитам) внедрялись по разломам, секущим и смещающим складчатые толщи УЩ. Ксенолиты вмещающих пород в ультрабазитах иногда сохранились нематаморфизованными. Это позволяет считать, что интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм верхнеархейских толщ юго-западной части Русской платформы проявился после складчатости и внедрения габбро-перидотитов [5].

Развитие регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в регионе было многофазным. Наиболее ранняя фаза регионального метаморфизма сопровождалась привносом в складчатые толщи натрия; привнос проявился в три стадии. Ранняя стадия метаморфизма с привносом натрия и кремнезема вызвала региональную гнейсификацию и амфиболитизацию пород. При этом возникали парагнейсы, амфиболиты, гиперстенсодержащие породы. В зонах самой интенсивной гнейсификации первой стадии образовались диоритовые мигматиты, диоритовые гнейсы и диоритовая магма, давшая кварцевые диориты [4, 6]. В более позднюю стадию натриевого метасоматоза образовались гранодиоритовые мигматиты и гранодиориты. В третью стадию привноса натрия в юго-западной части Русской платформы проявилась необыкновенно интенсивная региональная гранитизация с развитием олигоклазовых мигматитов, гранито-гнейсов, адамеллитов и плагиогранитов.

Вторая фаза метаморфизма сопровождалась гранитизацией толщ с привносом больших количеств калия, с образованием микроклиновых гранито-гнейсов, мигматитов, полимигматитов, микроклиновых гранитов.

Схема развития метаморфизма и гранитизации в верхнеархейской подвижной зоне юго-западной части Русской платформы

Динамотермальный метаморфизм, гнейсификация, многофазная гранитизация					
Развитие складчатости, интрузии оснóвных и ультраоснóвных пород	↑ Диориты	↑ Гранодиориты	↑ Адамеллиты, плагиограниты	↑ Микроклиновые граниты, граносиениты, сиениты	↑ Аплитовидные граниты
	Диоритогнейсы				
	Развитие диоритовых мигматитов	Гранодиоритогнейсы	Микроклиноолигоклазовые, олигоклазовые гранито-гнейсы	Микроклиновые гранито-гнейсы, сиенито-гнейсы	Аплитовидные гранито-гнейсы
	Гнейсификация с образованием парагнейсов, амфиболитизация	Развитие гранодиоритовых мигматитов	Развитие олигоклазовых, микроклино-олигоклазовых мигматитов	Развитие микроклиновых мигматитов	Развитие аплитовидных мигматитов
1 стадия	2 стадия	3 стадия	фаза гранитизации с привносом калия флюидами кристаллизующейся адамеллитовой магмы	III фаза гранитизации с привносом калия флюидами кристаллизующейся магмы калиевых гранитов	
Развитие гнейсификации и I фазы гранитизации под влиянием выноса из базальтовой магмы водных флюидов с натрием, кремнеземом и глиноземом					
Развитие гранитизационной дифференциации					

Завершалось развитие верхнеархейского тектоно-магматического и ультраметаморфического циклов образованием комплекса аплитовидных гранито-гнейсов, мигматитов, аплитовидных гранитов. В связи с образованием последнего комплекса пород проявился регрессивный метаморфизм, выразившийся в развитии гидротермальных метасоматитов.

Интенсивность метаморфизма складчатых вулканогенно-осадочных толщ в значительной степени зависела от особенностей состава пород, подвергшихся изменениям. Песчанико-сланцевые толщи, по составу близкие к гранитоидам, сравнительно легко подвергались гранитизации, они в значительной степени превращены в гранито-гнейсы и гранитоиды. Труднее поддавались этому процессу толщи с большим количеством основных лав и еще труднее — ультрабазиты, кварциты, железистые кварциты. Железо в условиях гранитизации характеризуется слабой подвижностью. Поэтому в толщах железистых кварцитов гнейсификация и гранитизация резко гасятся и лишь в экзоконтактных зонах небольшой мощности удается установить более позднее образование гранитоидов. Толщи железистых кварцитов обычно являлись барьерами гранитизации. Интенсивность регионального метаморфизма пород в значительной степени зависела также от мощности толщ, трудно поддающихся замещению, и тектонической структуры участка. Сравнительно мощные толщи формации железистых кварцитов в зонах проявления региональной гранитизации обычно характеризуются неравновесным метаморфизмом и остаются часто слабо метаморфизованными. В таблице дается схема общего развития метаморфизма в верхнем архее юго-западной части Русской платформы.

По особенностям состава пород железорудной формации можно выделить три типа разрезов: 1) железистые кварциты сланцево-амфиболитовой и михайловской серий, переслаивающиеся с большим количеством метаморфизованных лав и туфов основного состава; 2) толщи железистых кварцитов курской и криворожской серий, в которых железистые кварциты перемежаются со слабо метаморфизованными сланцами; 3) толщи железистых кварцитов гнейсовой серии, в которых железистые кварциты перемежаются с парагнейсами и гранито-гнейсами.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ СЛАНЦЕВО-АМФИБОЛИТОВОЙ СЕРИИ

Метаморфизм пород железорудной формации сланцево-амфиболитовой серии был изучен в Среднем Приднепровье на участках магнитных аномалий: Верховцевской, Чертомлыкской, Сурской, Конкской, Белозерской. Большинство участков имеют синклинальное или моноклиналиное строение. В разрезах железорудной формации сланцево-амфиболитовой серии распространены метаморфизованные вулканические лавы и туфы основного и ультраосновного состава. Эти породы трудно поддаются гранитизации; процессы гранитизации при приближении к участкам с подобным строением резко затухают. Породы основного состава в результате регионального динамотермального метаморфизма обычно превращены в амфиболиты, реже эпидото-амфиболовые сланцы. Породы осадочного происхождения (вероятно, нередко со значительной примесью туфогенного материала) представлены кварцево-хлоритовыми, кварцево-хлорито-серпичитовыми, кварцево-биотитовыми, кварцево-хлорито-амфиболовыми, хлорито-куммингтонито-грюнеритовыми сланцами, очень часто с альбитом и магнетитом. Перечисленные сланцы и амфиболиты иногда в разной степени биотитизированы.

Во многих участках среди перемежающихся сланцев и амфиболитов установлены толщи излившихся кератофиров и их туфов, кварцевых плагиопорфиров и их туфов. Перечисленные породы кислого состава обычно хлоритизированы, серицитизированы, биотитизированы и окварцованы.

В пределах ВКМ распространены кварцевые порфиры с голубым кварцем. Нередко встречаются пластообразные тела карбонатно-хлоритотальковых и тремолито-актинолитовых сланцев, возникших по излившимся пикритам [4].

Магнетитовые кварциты сланцево-амфиболитовой серии по составу слагающих минералов очень разнообразны. Можно назвать следующие группы железистых кварцитов (от слабо к сильно метаморфизованным): 1) карбонатно-хлорито-магнетитовые; 2) карбонатно-хлорито-актинолито-магнетитовые; 3) стильпномелано-актинолито-магнетитовые с карбонатом, хлоритом, гидрослюдой, биотитом; 4) грюнерито- и куммингтонито-магнетитовые, нередко с хлоритом, карбонатом, стильпномеланом, биотитом; 5) биотито-магнетитовые; 6) хлорито-карбонатно-роговообманково-магнетитовые; 7) гранато-амфиболо-пироксено-магнетитовые.

Хлорит в железистых кварцитах преимущественно представлен тюрингитом и афросидеритом [7], карбонаты — кальцитом и доломитом, пироксены — гиперстеном, геденбергитом, авгитом. По характеру метаморфизма породы железорудной формации сланцево-амфиболитовой серии принадлежат главным образом к фации зеленых сланцев, в меньшей степени — к эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Лишь в отдельных участках встречаются железистые кварциты с гиперстеном, геденбергитом, иногда с гранатом, которые относятся к гранулитовой фации. Такие участки сильно метаморфизованных железистых пород встречены вблизи инъекций аплитовидных и микроклиновых гранито-гнейсов и гранитов в железорудной формации сланцево-амфиболитовой серии.

В минеральном составе железистых кварцитов сланцево-амфиболитовой серии отмечается тесная связь с вмещающими породами. Обыкновенная роговая обманка распространена в тех железистых кварцитах, которые перемежаются с амфиболитами. Значительные количества биотита и хлорита содержат железистые кварциты, чередующиеся с хлорито-биотитовыми сланцами.

МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ КУРСКОЙ И КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИЙ

Метаморфизм пород курской и криворожской серий весьма разнообразен. Во внутренних частях относительно крупных синклинальных структур, сложенных породами криворожской и курской серий, метаморфизм проявлен слабо. Во внутренних частях Сакаганской и Кременчугской полос, Белгородского синклинория, Тим-Ястребовской синклинали широко распространены филлиты и филлитовидные сланцы с хорошо сохранившейся пелитовой и песчаники с псаммитовой структурами. Среди железистых кварцитов широко развиты краснополосчатые тонкозернистые магнетитовые кварциты с гематитом, карбонатом, хлоритом. В краевых частях перечисленных структур, в маломощных пачках и мелких синклиналях, сложенных породами курской и криворожской серий, метаморфизм проявился более интенсивно. Глинистые сланцы здесь превращены в крупнозернистые гранато-биотито-кварцевые, гранато-амфиболо-кварцевые сланцы. Среди железистых кварцитов много грюнерито-куммингтонито-магнетитовых кварцитов, в которых содержание карбоната резко уменьшается, а размеры зерен увеличиваются.

Для железистых кварцитов как курской, так и криворожской серии характерно тесное чередование пород средней, реже высокой степени метаморфизма с породами низкой степени метаморфизма. Это свидетельствует о том, что в преобразовании докембрийских осадочных пород большое значение имел не общий прогрев в целом, а дифференциальное движение флюидов — главный фактор преобразования пород и переносчик тепла, которое расходовалось на перекристаллизацию пород.

По степени метаморфизма среди железистых кварцитов этих серий можно выделить три температурные ступени. Для первой, наиболее низкотемпературной ступени характерны тонкозернистые краснополосчатые гематито-магнетитовые и магнетитовые кварциты с карбонатами доломит — анкеритового и сидерит — пистомезитового рядов. Во второй ступени распространены магнетитовые и гематито-магнетитовые кварциты с амфиболами грюнерит — куммингтонитового и тремолит — актинолитового рядов. Третья, наиболее высокотемпературная ступень метаморфизма представлена магнетитовыми кварцитами с гиперстеном, железистым оливином, диопсид-геденбергитом. Гематит в железистых кварцитах третьей ступени не встречается, вероятно, он в высокотемпературных условиях полностью восстанавливается до магнетита. Из выделенных ступеней первая примерно соответствует фации зеленых сланцев Эскола, вторая — фациям эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой, третья — высокотемпературной части амфиболитовой и гранулитовой фаций. Иногда на одном и том же месторождении можно встретить железистые кварциты всех трех выделенных ступеней, удаленные друг от друга на десятки метров или даже метры. В этом отношении интересен метаморфизм железистых кварцитов на Чернянском месторождении КМА, который ниже рассмотрим несколько подробнее.

На Чернянском месторождении железистые кварциты средней свиты курской серии представлены двумя горизонтами: нижний горизонт — чернянский мощностью 30—200 м и верхний — оскольский мощностью 400 м. Указанные два горизонта разделены окуневским горизонтом мусковито-биотито-кварцевых сланцев мощностью 60—180 м, в основании которого имеется толща кварцито-песчаников и кварцевых конгломератов обычно неотличимых от пород нижних свит как курской, так и криворожской серии.

Железистые кварциты Чернянского месторождения претерпели прогрессивный метаморфизм и представлены типами пород от зеленосланцевой фации метаморфизма до гранулитовой. В целом характерно уменьшение степени метаморфизма железистых кварцитов вверх по разрезу. Наиболее низкотемпературная минеральная ассоциация железистых кварцитов представлена магнетито-карбонатными кварцитами, иногда содержащими пылевидный гематит. Эти породы, типичные для фации зеленых сланцев, наиболее распространены в верхней части оскольского горизонта. В нижней части его в чернянском горизонте широко развиты магнетито-куммингтонитовые разности железистых кварцитов, характерные уже для пород амфиболитовой фации, и куммингтонито-гиперстеновые магнетитовые кварциты, иногда с прослоями гиперстеновых и оливиновых пород, — для гранулитовой фации.

Общая зональность метаморфических фаций на Чернянском месторождении нередко нарушена локальным развитием пород с высокотемпературным набором минералов среди толщ со сравнительно слабым метаморфизмом. В магнетитовых кварцитах с железистым карбонатом участками развиваются куммингтонит и гранат, а в железистых кварцитах с куммингтонитом — крупнокристаллический гиперстен, иногда за счет полного уничтожения куммингтонита и магнетита.

Как правило, границы локальных проявлений высокотемпературного метаморфизма располагаются в железистых кварцитах параллельно контактам с пластами слюдястых сланцев, обычно захватывая полосы железистых кварцитов мощностью 1—10 м от контакта.

Эти особенности линзообразных тел железистых кварцитов, преобразованных высокотемпературными процессами метаморфизма, можно объяснить особенностями проницаемости пород для метаморфизирующих флюидов. На контакте пород разной компетентности, какими являются сланцы и железистые кварциты, развивались зоны повышенной

трещиноватости. Полосы тектонически ослабленных пород служили путями циркуляции флюидов, несущих тепло и преобразующих железистые кварциты в узких приконтактных зонах. Толщи пород курской и криворожской серий, в результате особенностей их литологического состава, оказывали существенное сопротивление процессам гнейсификации и гранитизации. Лишь в отдельных зонах, ослабленных тектоникой, возникали породы сильно метаморфизованные. Все это обусловило неравномерность метаморфизма в толщах.

В тектонически ослабленной полосе, на контакте обогащенных рассеянными сульфидами слюдистых сланцев окуневского горизонта с перекрывающими их железистыми кварцитами оскольского горизонта, образовалась зона сульфидной минерализации мощностью до 2 м, в которой пирротин метасоматически замещает сланцы и, в меньшей мере, железистые кварциты и дайки ультрабазитов. Сера при этом извлекалась метаморфизующими восходящими флюидами из нижележащих сланцев (содержание серы в сланцах окуневского горизонта около 2%).

Породы нижних свит курской и криворожской серий в нижней части сложены главным образом кварцито-песчаниками, кварцевыми конгломератами, которые переслаиваются с кварцево-серицитовыми и биотито-кварцевыми филлитовидными сланцами. В верхней части нижней свиты распространены исключительно песчаные филлитовидные биотито-кварцевые сланцы. В кварцито-песчаниках и конгломератах нередко хорошо сохранились реликты псаммитовой и псефитовой структур, особенно когда кварцито-песчаники подстилаются толщами амфиболитов. Песчинки кварца перекристаллизовываются интенсивнее песчинок микроклина, циркона, монацита, хромита. Между песчинками и гальками кварца часты значительные скопления серицита, новообразования пирита. Вокруг зерен хромита развивается голубовато-зеленый фуксит. Конгломерато-песчаники, заметно обогащенные зернами хромита, зачастую имеют повышенные содержания и фуксита. В зонах контактов пород нижних свит курской и криворожской серий с олигоклазовыми и микроклиновыми гранито-гнейсами и гранитами наблюдается интенсивная перекристаллизация кварца с укрупнением его зерен, реликты псефито-псаммитовых структур исчезают, нередко в значительном количестве появляются ставролит, гранат, иногда актинолит; серицит переходит в мусковит, встречается корунд.

Как правило, кварцито-песчаники, конгломераты, кварцево-серицитовые сланцы трудно поддаются гранитизации. Гранитизация в перечисленных породах резко гаснет. Особенно устойчивы в отношении гранитизации кварцево-серицитовые сланцы, тогда как биотито-кварцевые филлитовидные сланцы на контактах с гранито-гнейсами и гранитами заметно гранитизируются и превращаются в парагнейсы.

Породы верхних свит курской и криворожской серий часто выполняют ядра синклиналей. В составе пород верхней свиты преобладают графито-биотито-кварцевые микросланцы с хлоритом и карбонатом; в породах часто хорошо сохраняются реликты пелитовой и алевритовой структур. Широко распространенные пласты карбонатных пород верхней свиты характеризуются мелкозернистой структурой и слабой перекристаллизацией. В целом верхние свиты курской и криворожской серий в синклиналиях значительных размеров представлены главным образом породами фации зеленых сланцев. В краевых частях структур, в маломощных пачках, они переходят часто в парагнейсы, подвергаются интенсивной гранитизации. Но интенсивно метаморфизованные породы в виде линзовидных участков, вытянутых по сланцеватости, встречаются и во внутренних частях крупных синклинальных структур. Так, в центральной части Саксаганской полосы встречены гранато-биотито-силлиманито-кварцевые сланцы, иногда со ставролитом, амфиболиты, возникшие при

метаморфизме излившихся диабазов, антофиллитовые и актинолитовые сланцы, образовавшиеся по пикритам.

Железистые кварциты верхней свиты Саксаганской полосы, выделенные под названием дальних западных полос, представлены карбонато-гематито-магнетитовыми разностями с переходами в актинолито-куммингтонито-магнетитовые и гиперстено-магнетитовые кварциты, иногда с гранатом и кордиеритом.

Таким образом, толщи верхних свит курской и криворожской серий метаморфизованы до фации зеленых сланцев с переходами в амфиболитовую, лишь иногда в гранулитовую фации. В целом для этих толщ характерен неравновесный метаморфизм.

МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ГНЕЙСОВОЙ СЕРИИ

Железистые кварциты гнейсовой серии широко распространены на территории Украинского щита. Они детально изучены в пределах Орехово-Павлоградской, Ингулецкой и Житомирской структурно-металлогенических зон. Вмещающими породами железистых кварцитов гнейсовой серии до метаморфизма были преимущественно песчано-сланцевые толщи. Последние по химическому составу близки к гранитоидам и поэтому претерпели интенсивную гнейсификацию и гранитизацию. Остатки субстрата, сохранившиеся от гранитизации, обычно представлены парагнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций. Преобладающее большинство толщ железистых кварцитов гнейсовой серии характеризуется сравнительно небольшой мощностью. Они претерпели также интенсивный метаморфизм и отчасти гранитизацию. Железистые кварциты по сравнению с парагнейсами значительно труднее поддаются процессам гранитизации и поэтому сохранились в виде пластов, тогда как перемежавшиеся с ними песчано-сланцевые толщи часто замещены гранито-гнейсами, а реликты песчано-сланцевых толщ представлены преимущественно биотитовыми парагнейсами, иногда с амфиболом, силлиманитом, гранатом, гиперстеном.

Железистые кварциты гнейсовой серии помимо магнетита и кварца часто содержат следующие ассоциации минералов: 1) незначительные количества куммингтонита, авгита, голубовато-зеленой роговой обманки, 2) голубовато-зеленую роговую обманку, пироксены—авгит, геденбергит, гиперстен, 3) гранат, куммингтонит, гиперстен, 4) железистый оливин (встречен на Зеленовском участке Ингулецкой структурно-металлогенической зоны, в пределах Орехово-Павлоградской зоны).

Кроме перечисленных минералов, в незначительных количествах содержатся апатит, пирит, пирротин, иногда циркон.

Наряду с низкотемпературными разностями магнетитовых кварцитов гнейсовой серии, представленных породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, в районе Криворожья имеются толщи железистых кварцитов низкотемпературной ступени метаморфизма. Это так называемая Западно-Анновская полоса железистых кварцитов, выделенная под названием анновского горизонта гнейсовой серии [5].

Под анновской свитой железистых кварцитов подразумевается толща, в которой железистые кварциты пересланяются с графито-биотито-кварцевыми сланцами и микросланцами, нередко с серицитом и значительным содержанием карбоната, хлорита, тальковыми сланцами, кварцитами. Полоса пород анновского горизонта находится среди парагнейсов и гранито-гнейсов, по простиранию она прослежена на 25 км, достигая ширины 1 км.

Магнетитовые кварциты анновского горизонта средне- и тонкопослойчатой текстуры содержат не только магнетит и кварц, но и в значительном количестве гематит, амфибол (актинолит, реже куммингтонит),

карбонаты, хлорит, гидрослюды. Мелкозернистые структуры пород анновского горизонта, с широким распространением в сланцах серицита, хлорита, карбоната, гидрослюд, а в железистых кварцитах — карбоната, хлорита, гематита, позволяют относить их главным образом к породам фации зеленых сланцев и лишь частично — к амфиболитовой фации. В северном окончании мощность пород анновского горизонта резко снижается, степень метаморфизма повышается, в железистых кварцитах хлорит, гематит и карбонат исчезают, появляется много гиперстена.

Развитие гиперстена в пластах магнетитовых кварцитов, заключенных в толщах парагнейсов (нередко при отсутствии гранитоидов) позволяет считать, что метаморфизм гранулитовой фации в этих породах был обусловлен еще процессами гнейсификации. Гранитизация с привносом натрия (а позже с привносом калия) преобразовывает уже гиперстено-магнетитовые кварциты гнейсовой серии. При этом гиперстен перекристаллизовывается, зерна его укрупняются или замещаются сине-зеленой роговой обманкой.

При гранитизации магнетитовых кварцитов гнейсовой серии с привносом натрия возникают олигоклазиты типа натровых сиенитов. В более позднюю фазу гранитизации с привносом калия возникают микроклиниты типа калиевых сиенитов. Подобного характера породы были описаны на территориях Ингулецкой и Орехово-Павлоградской структурно-металлогенических зон. Железо при развитии олигоклазитов и микроклинитов за счет магнетитовых кварцитов выносилось в более высокие горизонты железистых кварцитов, замещая в последних кварц и силикаты с образованием залежей богатых магнетитовых руд [3].

Заканчивая рассмотрение регионально прогрессивного метаморфизма толщ железистых кварцитов, подчеркнем еще раз неравномерность его проявления. Наиболее интенсивный метаморфизм претерпели толщи железистых кварцитов гнейсовой серии. В них преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма. Пород амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев здесь нет или распространены они незначительно. Толщи железистых кварцитов курской, криворожской и сланцево-амфиболитовой серий часто слабо метаморфизованы. Здесь широко развиты породы фации зеленых сланцев, которые нередко тесно перемежаются с породами амфиболитовой фации.

Породы гранулитовой фации метаморфизма среди толщ железистых кварцитов курско-криворожской и сланцево-амфиболитовой серий имеют ничтожное распространение. Толщи железистых кварцитов указанных серий представляли собой барьеры гранитизации и инъекционно-регионального метаморфизма. В этих толщах резко выражено неравновесное проявление метаморфизма.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В толщах железистых кварцитов юго-западной части Русской платформы проявились своеобразные гидротермально-метасоматические процессы. Они выражены в виде щелочного, карбонатного, кварцевого и железорудного метасоматоза. Метасоматические процессы носили многостадийный характер. От более высокотемпературных к низкотемпературным можно выделить следующие стадии метасоматоза: а) эгиринизация, б) развитие щелочных амфиболов, в) альбитизация, г) карбонатизация, д) окварцевание.

Железорудный метасоматоз проявлялся многократно в связи с развитием перечисленных типов метасоматоза.

Эгиринизация часто развита в толщах железистых кварцитов Украинского щита и КМА. Эгиринизированные породы и эгириниты всегда со-

держат щелочные амфиболы. Эгиринизация развивалась путем замещения в железистых кварцитах кварцевых прослоев, затем амфиболов, а еще позже — магнетита. Часто в железистых кварцитах эгирином бывают нацело замещены кварцитовые прослои, а прослои магнетита сохраняются. Такие полосчатые породы носят название магнетитовых эгиринитов. Мономинеральные эгириновые породы имеют незначительное распространение. Иногда эгиринизации подвергались карбонатные породы верхней свиты, породы основного и ультраосновного состава в толщах железистых кварцитов. Хлорито-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с железистыми кварцитами, эгиринизации не подвергались.

Эгиринизированные породы и эгириниты залегают в виде гнезд, залежей и столбообразных тел. Наиболее значительные зоны эгиринизации прослеживаются на сотни метров и километры при мощности в десятки и сотни метров. Например, в юго-западном борту Чернянского железорудного месторождения КМА зона эгиринизированных щелочноамфиболовых магнетитовых кварцитов прослежена на 3 км при мощности до 300 м. Весьма многочисленные зоны эгиринизированных щелочно-амфиболовых магнетитовых кварцитов известны в пределах Саксаганской полосы Криворожья, Тим-Ястребовской синклинали КМА.

Среди эгиринов железистых кварцитов выделено пять генераций, хорошо различающихся между собою по окраске, форме и размерам зерен, химическому составу. Наблюдениями отчетливо установлено замещение ранних генераций эгирина более поздними. Эгирин первой генерации окрашен в бурый цвет, в нем иногда находится до 3% примеси ванадия, 17 — жадеитовой и 43% — геденбергитовой молекул. Эгирины второй генерации окрашены в ярко-зеленые и светло-зеленые цвета. Они содержат значительные примеси молекул авгита, геденбергита, гиперстена. В железистых кварцитах гнейсовой серии всегда распространены эгирины с большим количеством примесей молекул гиперстена, авгита, геденбергита. Эгирин второй генерации широко развит на рудниках Саксаганской полосы и в КМА.

Эгирин третьей генерации в шлифах бесцветный, состав его колеблется от эгирин-авгита (до 13% молекул авгита) до почти чистого эгирина. Эгирин четвертой генерации характеризуется своеобразным спутанно-волокнистым микростроением, содержание эгириновой молекулы достигает 70—98%. Эта генерация эгирина широко распространена в Криворожье. Эгирин пятой генерации представлен игольчато-призматическими микрокристаллами, обычно замещающими спутанноволокнистый эгирин. Распространение его незначительное.

Как уже отмечалось, эгирин развивался путем замещения кварца, затем куммингтонита и грюнерита. Впоследствии разъединенные остатки кристаллов железисто-магнезиальных амфиболов были превращены в щелочные амфиболы с образованием псевдоморфоз, что создавало у исследователей ложное впечатление замещения эгирином щелочных амфиболов. Тщательные наблюдения показывают, что эгиринизация в большинстве случаев происходила раньше образования щелочных амфиболов.

Щелочные амфиболы образуются при метасоматическом псевдоморфном замещении ряда куммингтонит — грюнерит, иногда актинолита; в результате возникает изоморфный ряд родусит — рибекит. Практически среди щелочных амфиболов диагностируются следующие разновидности: рибекит, родусит, глаукофан и кроссит, а также переходные между ними разновидности. Широко распространены крокидолитовые разновидности рибекита и родусита, возникшие в более низкотемпературных условиях, чем псевдоморфные разновидности щелочных амфиболов. Устанавливаются также все стадии переходов от щелочных амфиболов к железисто-магнезиальным, что связано с незаконченностью метасоматоза.

Щелочные амфиболы широко распространены в зонах эгиринизации. Но они развиты и на больших площадях, сложенных амфиболсодержащими железистыми кварцитами и амфиболовыми сланцами, где эгирина нет.

Альбитизированные породы и альбититы нередко встречаются в толщах железистых кварцитов. Альбитизации подвергаются главным образом биотито-кварцевые и амфиболо-биотитовые сланцы, породы богатые глиноземом. В зонах интенсивного развития щелочного метасоматоза альбититы и альбитизированные породы возникают и по эгирино-щелочно-амфиболовым породам с ничтожным содержанием глинозема. С процессами альбитизации часто тесно связан циркониевый и фосфорный метасоматоз. Альбит в железистых кварцитах — трех генераций. Наиболее ранние альбититы мелкозернистые, сахаровидные. Альбититы второй генерации крупнокристаллические, сложенные широкопластинчатым альбитом. Альбититы третьей генерации сложены призматическизернистым, ветвисто-сферолитовым альбитом.

Карбонатный метасоматоз выражается в замещении карбонатами амфиболов, пироксенов и кварца в кварцевых прослоях железистых кварцитов. Наиболее широко распространенным карбонатом в карбонатизированных породах является доломит, встречаются также анкерит, кальцит, сидерит, пистомезит.

Окварцевание в некоторых участках Криворожского пояса проявилось весьма интенсивно. Зоны метасоматических кварцитов среди железистых кварцитов прослеживаются на сотни метров и километры при мощности в десятки и сотни метров. Окварцеванию подвергаются разнообразные породы: сланцы, железистые кварциты, эгирино-щелочноамфиболовые породы, альбититы, карбонатизированные породы.

Кварц в метасоматических кварцитах — трех генераций. Наиболее ранний — сахаровидный, затем развивался сливной аллотриоморфнозернистый. Кварц третьей генерации призматическизернистый. В связи с наиболее поздними процессами окварцевания образовались гизингеритсодержащие породы со стильпномеланом, гидрослюдами, кальцитом, марказитом, халцедоном, палыгорскитом, баритом [5].

В связи с гидротермально-метасоматическими процессами в железистых кварцитах возникали богатые магнетитовые руды.

При интенсивно выраженных процессах эгиринизации развитие эгирина в магнетитовых кварцитах происходило путем замещения магнетита. Излишки железа переносились в более высокие горизонты железистых кварцитов, в которых железо замещало прослой кварца и силикатов. Аналогично же образовались небольшие залежи богатых магнетитовых руд (Нетесовское месторождение). Значительные массы железа высвобождались и переходили в раствор при развитии щелочных амфиболов по кумингтониту и грюнериту. Железосодержащие растворы в отдельных зонах железистых кварцитов замещали прослойки кварцитов, отчасти силикаты. При этом возникали крупные залежи богатых амфиболо-магнетитовых руд, а также амфиболо-магнетитовые сланцы (Первомайское месторождение).

При карбонатном метасоматозе карбонат в железистых кварцитах замещал прослойки кварцитов и силикаты. Породы обогащались магнетитом, гематитом и карбонатом, превращаясь в богатые карбонатно-гематито-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые руды (район Саксаганской полосы).

При развитии метасоматических кварцитов за счет железистых кварцитов вынсилось много железа. Последнее в более высоких горизонтах замещало кварц и силикаты в железистых кварцитах с образованием богатых железных руд. Так возникли залежи гематито-магнетитовых руд месторождений Попельнастовского и Кочубея.

Время формирования метасоматитов железистых кварцитов установлено довольно точно. В районе Криворожья альбититы, содержащие апатит, эгирин, рибекит, возникали замещая аплитовидные граниты и гранито-гнейсы. Аплитовидные гранито-гнейсы и граниты возникли при завершении формирования верхнеархейской подвижной зоны юго-западной части Русской платформы. Возраст слюд из аплитовидных гранито-гнейсов Криворожья 1900 ± 100 млн. лет. Такой же возраст имеет изумрудно-зеленая слюда (свитальскит), возникшая при замещении щелочноамфиболовых пород Криворожья и КМА.

Гидротермально-метасоматические процессы в железистых кварцитах юго-западной части Русской платформы развивались в тесной связи с формированием комплекса аплитовидных гранитоидов (днепровский комплекс), явно позже процессов регионального метаморфизма. Гидротермально-метасоматические процессы носили регрессивный характер и распространены локально.

Более подробные сведения о метасоматитах Криворожья изложены в работах Н. А. Елисеева, А. П. Никольского и В. Г. Кушева [3], а также А. И. Тугаринова (1963).

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.— В кн.: Доклады XXI сессии Международного геол. конгресса. Изд-во АН УССР, К., 1960.
2. Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. «Наука», М., 1966.
3. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.
4. Никольский А. П.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, 3.
5. Никольский А. П., Ефимов А. Н.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 37. Госгеолтехиздат, Л., 1960.
6. Никольский А. П.— В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, в. 19. Изд-во АН СССР, М., 1964.
7. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилито-кератофировая формация Приднепровья. Госоптехиздат, Л., 1959.
8. Семененко Н. М., Половко Н. И. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
9. Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, М., 1953.

МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ШИТА

А. И. СТРЫГИН

Институт геологических наук АН УССР

Железистые породы в Украинском щите распространены широко. Они залегают в ряде синклиналильных структур, наиболее крупными из которых являются Криворожско-Кременчугская, Верховцевская, Чертомлыкская, Конкская, Белозерская; железистые породы развиты в Орехово-Павлоградской зоне и Приазовской части щита. Западнее Криворожско-Кременчугской зоны железистые породы распространены в синклиналильных складках Западно-Ингулецкой зоны. В последние годы эти породы установлены в широкой полосе, протягивающейся в направлении Белая Церковь — Одесса (рисунок).

Железистые формации Украинского щита подразделяются исследователями на несколько типов [30, 18, 20]. Г. И. Каляев на основе струк-

турно-формационного анализа украинской железорудной провинции выделяет среди джеспилитовых формаций два типа — осадочно-вулканогенный, генетически тесно связанный с вулканогенными породами, и хемогенно-осадочный или собственно джеспилитовый. Породы джеспилитовой формации осадочного типа представлены переслаиванием пластов железистых кварцитов (или роговиков) и сланцев; в осадочно-вулканогенной джеспилитовой формации железистые кварциты имеют подчиненное значение и переслаиваются с метабазитами. Особый тип железистых пород

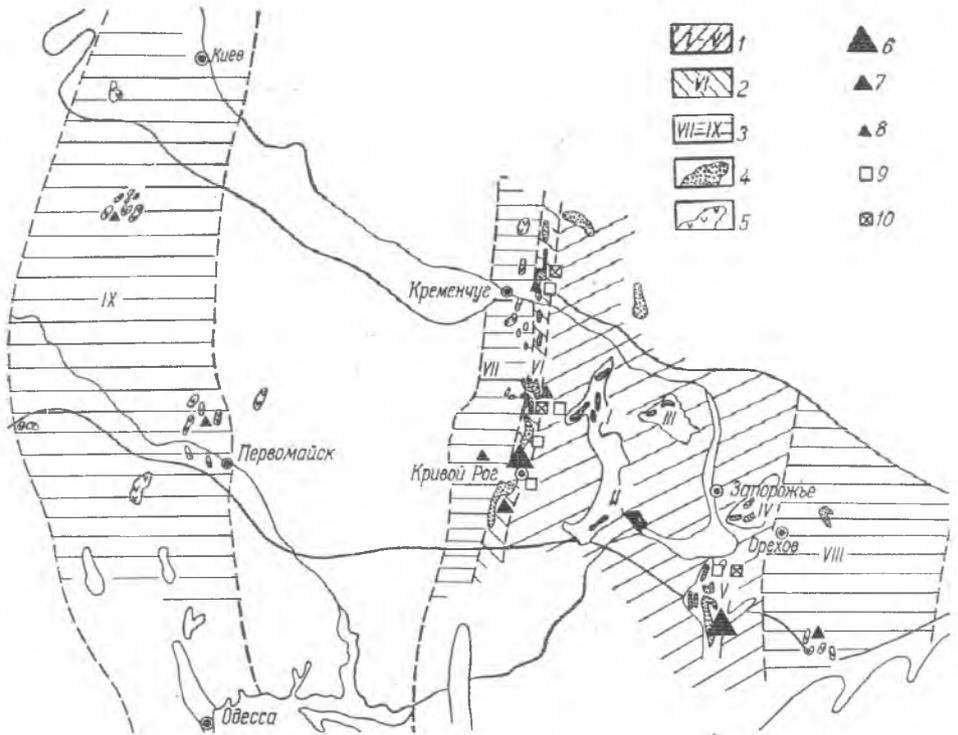


Схема размещения минеральных фаций железистых пород в структурных зонах Украинского щита. Структурные зоны щита даны по Г. И. Каляеву.

1 — внутригеосинклинальные зоны (I — Верховцевская, II — Чертомлыкская, III — Сурская, IV — Конжская, V — Белоцерковская); 2 — внутренняя зона краевого прогиба (VI — Кременчугско-Криворожская); 3 — парагеосинклинальные зоны (VII — внешняя зона краевого прогиба — Западно-Ингулецкая, VIII — внешняя Орехово-Павлоградская с Приазовскими синклинальными структурами, IX — Белоцерковско-Одесская). Минеральные фации метаморфизованных железистых пород: 4 — хлорито-гематитовая и биотито-куммингтонитовая, 5 — пироксеновая. Метасоматиты этапа метаморфизма и гранитизации: 6 — хлорито-магнетитовые и гематито-магнетитовые руды, 7 — амфиболо-магнетитовые руды, 8 — пироксено- и фаялитом-магнетитовые руды, скарны. Метасоматиты послеметаморфического этапа: 9 — эгириниты и эгиринизированные породы, 10 — альбититы и альбитизированные породы.

представляют собой железистые кварцито-песчаники и кварцево-сидеритовые породы, ассоциированные с верхней терригенной формацией.

Железистые породы в Украинском щите, поскольку они принадлежат к различным формациям и находятся в разных структурно-фациальных зонах, характеризуются значительным разнообразием. При изучении этих пород выясняется сложная история их формирования, связанная, во-первых, с накоплением материала в виде осадков главным образом в начальные этапы геосинклинального развития, и, во-вторых, с проявлениями в последующие этапы развития процессов гранитизации, регионального метаморфизма и метасоматоза.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

Железистые породы Украинского щита и особенно Криворожского железорудного бассейна постоянно привлекают внимание исследователей. Изучению железистых пород и процессов их формирования посвящено много работ П. П. Пятницкого, И. И. Танатара, Н. И. Свитальского, П. М. Каниболоцкого, Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкиной, А. П. Никольского, Ю. Г. Гершойга, Я. Н. Белевцева и многих других исследователей. Наиболее полно вопросы геологии, вещественного состава и метаморфизма железистых пород докембрия освещены в работах Н. П. Семененко, Н. И. Половко, Г. В. Жукова, В. Д. Ладиевой, А. А. Макухиной и др. [29, 30]. Здесь, в кратком обзоре метаморфизма железистых пород, приведена характеристика лишь наиболее распространенных пород и парагенетических ассоциаций минералов, далеко не охватывающая всего природного их многообразия.

Систематизация минеральных парагенезисов железистых пород позволяет разделить их на пять групп, различающихся по минералообразующим компонентам. В группах в свою очередь выделяются подгруппы пород, отличающиеся одна от другой по минеральному составу (табл. 1).

Одну из наиболее распространенных групп — железисто-кремнистую — составляют породы, основными минералообразующими компонентами которых являются кремнезем и окислы железа (табл. 1, группа 1; табл. 2, ан. 1, 2, 3, 4). Щелочноземельные элементы содержатся здесь (как и в других группах пород) обычно в незначительных количествах. По минеральному составу пород в железисто-кремнистой группе выделяются три подгруппы: I — гематито-магнетитовая, II — амфиболо-магнетитовая, III — пироксено-магнетитовая. Представителями гематито-магнетитовой подгруппы являются железистые роговики и джеспилиты, состоящие из прослоев кварца, магнетита и гематита; кварцевые прослои нередко содержат дисперсный гематит, придающий им характерную красную окраску. Вторая подгруппа пород — это магнетитовые и амфиболо-магнетитовые роговики и кварциты, для которых типичными минералами являются амфиболы куммингтонито-грюнеритового состава, кварц и магнетит; гематита в них обычно нет. Третья подгруппа железисто-кремнистых пород — это магнетитовые и гиперстено-магнетитовые кварциты.

Вторая, широко распространенная группа железистых пород образована кремнеземом, окислами железа и глиноземом (табл. 1, группа 2; табл. 2, ан. 5, 6, 7). Породы I подгруппы (хлорито-магнетитовой) — полосчатые мелкозернистые железистые роговики и сланцы — состоят из магнетита, кварца и магнезиально-железистых хлоритов. II подгруппа глиноземистых железисто-кремнистых пород характеризуется ассоциацией кварца, магнетита, алмандина, биотита и амфиболов при заметном уменьшении роли хлоритов. III подгруппу составляют наиболее крупнозернистые железистые кварциты и сланцы, содержащие кварц, магнетит, биотит, гранат, амфиболы и пироксены.

Третья, не менее распространенная группа железистых пород — железисто-силикатная. Главными минералообразующими компонентами в этой группе являются кремнезем, глинозем и закись железа при подчиненном значении окиси железа (табл. 1, группа 3; табл. 2, ан. 8, 9). Закисное состояние железа обуславливает широкое развитие в сланцах железистых силикатов (хлоритов, амфиболов, биотита, граната, пироксенов) и отсутствие или незначительное развитие магнетита.

Четвертая и особенно пятая группы пород распространены среди железистых формаций незначительно. Они представлены обычно слабо метаморфизованными сланцами и роговиками, породообразующие минералы которых (кроме кварца и магнетита) — хлориты и железистые карбонаты. В редких случаях породы имеют сидерито-магнетито-кварцевый,

Основные парагенетические ассоциации минералов

Номер группы	Основные минералообразующие компоненты	Номер подгруппы	Кварц	Магнетит	Гематит	Сидерит	Хлорит
1	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ (Mg, Ca)	I	45—70	20—45	—	—	—
			45—70	25—50	5—20	—	—
		II	10—65	20—60	—	—	—
			40—60	20—50	—	—	—
			45—70	30—55	—	—	—
		III	30—60	10—15	—	—	—
			40—80	15—40	—	—	—
40—50	35—40	—	—	—			
25—45	25—45	—	—	—			
2	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Al (Mg, Ca)	I	25—65	20—65	—	—	5—35
			5—15	25—30	—	—	25—30
		II	40—50	30—40	—	—	—
			25—30	10—15	—	—	20—25
			50—60	15—40	—	—	—
			40—50	20—25	—	—	—
		III	25—50	10—25	—	—	—
			40—45	25—35	—	—	—
			15—20	25—30	—	—	—
			15—20	25—30	—	—	—
3	Si, Fe ⁺⁺ , Al (Mg, Ca)	I	10—45	—	—	—	35—85
			35—45	—	—	—	25—35
		III	35—40	—	—	—	—
			60—65	—	—	—	—
			55—65	—	—	—	—
5—20	—	—	—	—			
4	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Al, CO ₂ (Mg, Ca)	I	25—50	5—30	—	10—40	5—20
			20—40	20—40	—	10—40	5—30
			20—65	20—65	—	—	5—15
			5—10	70—80	—	—	5—15
5	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , CO ₂ (Mg, Ca)	I	30—55	10—40	—	10—30	—
			60—80	0—20	0—20	10—25	—

сидерито-гематито-кварцевый или сидерито-кварцевый состав (табл. 1, группы 4, 5; табл. 2, ан. 10).

Экзотическими железистыми породами являются маломощные (1—5 м) пласты колчеданов, состоящие главным образом из пирита, кварца и хлоритов.

Исследования показывают, что при общем (или региональном) метаморфизме различных пород изменений в их химическом составе не наблюдается, за исключением некоторого удаления легко подвижных компонентов. Изменения в химизме пород связаны с явлениями метасоматоза, сопровождающего региональный метаморфизм и будут рассмотрены отдельно.

Исходя из инертности большинства породообразующих компонентов при региональном метаморфизме, можно сделать вывод, что минеральный состав железистых пород обусловлен прежде всего составом осадков и их фаціальным обликом. Поэтому по особенностям состава метаморфи-

Основные парагенетические ассоциации минералов

Номер группы	Основные минералообразующие компоненты	Номер подгруппы	Кварц	Магнетит	Гематит	Сидерит	Хлорит
1	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ (Mg, Ca)	I	45—70	20—45	—	—	—
			45—70	25—50	5—20	—	—
		II	10—65	20—60	—	—	—
			40—60	20—50	—	—	—
			45—70	30—55	—	—	—
			30—60	10—15	—	—	—
III	40—80	15—40	—	—	—		
	40—50	35—40	—	—	—		
	25—45	25—45	—	—	—		
2	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Al (Mg, Ca)	I	25—65	20—65	—	—	5—35
			5—15	25—30	—	—	25—30
		II	40—50	30—40	—	—	—
			25—30	10—15	—	—	20—25
			50—60	15—40	—	—	—
			40—50	20—25	—	—	—
			25—50	10—25	—	—	—
		III	40—45	25—35	—	—	—
			15—20	25—30	—	—	—
			15—20	25—30	—	—	—
3	Si, Fe ⁺⁺ , Al (Mg, Ca)	I	10—45	—	—	—	35—85
			35—45	—	—	—	25—35
		II	35—40	—	—	—	—
			60—65	—	—	—	—
			55—65	—	—	—	—
			5—20	—	—	—	—
4	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , Al, CO ₂ (Mg, Ca)	I	25—50	5—30	—	10—40	5—20
			20—40	20—40	—	10—40	5—30
			20—65	20—65	—	—	5—15
			5—10	70—80	—	—	5—15
5	Si, Fe ⁺⁺⁺ , Fe ⁺⁺ , CO ₂ (Mg, Ca)	I	30—55	10—40	—	10—30	—
			60—80	0—20	0—20	10—25	—

сидерито-гематито-кварцевый или сидерито-кварцевый состав (табл. 1, группы 4, 5; табл. 2, ан. 10).

Экзотическими железистыми породами являются маломощные (1—5 м) пласты колчеданов, состоящие главным образом из пирита, кварца и хлоритов.

Исследования показывают, что при общем (или региональном) метаморфизме различных пород изменений в их химическом составе не наблюдается, за исключением некоторого удаления легко подвижных компонентов. Изменения в химизме пород связаны с явлениями метасоматоза, сопровождающего региональный метаморфизм и будут рассмотрены отдельно.

Исходя из инертности большинства породообразующих компонентов при региональном метаморфизме, можно сделать вывод, что минеральный состав железистых пород обусловлен прежде всего составом осадков и их фаціальным обликом. Поэтому по особенностям состава метаморфи-

Таблица I

метаморфизованных железистых пород Украинского щита

Стильп-номелан	Биотит	Куммингтонит-грюнерит	Актинолит	Роговая обманка	Диопсид	Гиперстен	Фаялит	Гранат
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	15—30	—	—	—	—	—	—
—	—	—	10—15	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	30—60	5—10	—
—	—	—	—	—	—	5—30	—	—
—	—	20—30	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	5—30	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	—	20—30	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	20—25	—	—	—	—
—	30—50	—	—	—	—	—	—	—
—	20—30	10—25	—	—	—	—	—	5—10
—	5—10	—	—	25—40	—	—	—	—
—	—	—	—	20—35	—	—	—	—
—	—	—	—	25—30	15—30	—	—	—
—	—	—	—	—	20—45	—	—	20—40
—	5—15	—	—	—	—	—	—	—
—	20—25	—	—	—	—	—	—	15—20
—	15—25	30—50	—	—	—	—	—	20—30
—	15—20	—	—	—	—	5—10	—	5—45
—	10—20	5—15	—	—	—	—	—	10—15
—	5—10	10—20	—	—	—	—	—	65—75
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5—15	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	5—10	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

зованные железистые породы можно отнести к нескольким осадочным фациям и субфациям (табл. 3). Накопление осадков каждой фации, естественно, определялось особыми физико-химическими и геохимическими условиями. Накопление осадков железистой фации в отдельных зонах приводило к отложению богатых железных руд (Кривой Рог, месторождения Тарапако-Лихмановской антиклинали и др., табл. 2, ан. 5).

Минеральный состав метаморфизованных железистых пород, приведенных в табл. I, явно зависит не только от особенностей состава осадочного субстрата, но и от интенсивности метаморфизма. Как показано в таблице, в породах однотипного химического состава выделяются подгруппы разного минерального состава, различающиеся также по текстурно-структурным признакам. Породы первых подгрупп характеризуются ассоциацией кварца, магнетита, дисперсного гематита, хлорита, стильпно-мелана, карбонатов. Для пород типичны четкие полосчатые текстуры, отражающие первичное наслоение осадков и тонкозернистые гранобласто-

Таблица 2

Химические анализы типичных разновидностей железистых пород

Компонент	Анализы*									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	42,76	44,52	37,54	47,51	17,84	47,81	45,71	43,51	41,25	47,52
TiO ₂	0,04	—	0,08	0,05	—	—	0,16	0,31	0,36	0,19
Al ₂ O ₃	0,40	0,23	0,05	0,20	2,34	3,27	6,60	12,50	4,85	3,60
Fe ₂ O ₃	34,21	34,71	35,57	31,53	51,41	11,16	15,23	6,70	2,89	10,42
FeO	15,74	15,02	22,83	17,39	21,39	20,14	24,06	24,75	20,75	20,82
MnO	0,06	0,17	0,07	0,07	—	—	0,51	—	0,16	—
MgO	3,21	1,90	2,64	1,36	3,15	2,46	5,12	3,85	5,80	1,83
CaO	0,85	2,45	1,40	0,56	2,45	6,00	1,06	0,50	0,42	0,47
Na ₂ O	0,37	0,71	0,10	0,31	Неопр.	0,95	0,20	0,07	0,66	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	1,18	0,40	—	0,35	0,13	—	0,68	0,30	—	12,45
P ₂ O ₅	0,22	0,31	—	0,29	—	0,19	0,48	—	—	0,04
SO ₃	0,28	0,15	—	—	—	0,26	—	—	—	0,04
H ₂ O	0,09	0,40	—	0,06	—	—	0,07	0,46	0,22	0,26
п. п. п.	1,11	0,41	0,22	0,48	1,55	5,45	0,42	0,61	5,39	1,25
S	—	—	—	0,61	—	—	0,18	—	0,08	0,04
Сумма	100,52	100,98	100,50	100,71	100,26	97,69	100,48	100,51	100,29	100,0

* 1—гематито-магнетитовый джеспилит (И. Н. Бордунов, 1964); 2—актинолито-магнетитовый роговик (А. А. Макухина, 1956); 3—гиперстено-магнетитовый кварцит (Н. И. Половко, 1956); 4—куммингтонито-магнетитовый кварцит (аналитик Е. В. Романишина); 5—богатые осадочные хлорито-магнетитовые руды (М. М. Черновский, 1962); 6—хлорито-амфиболовый магнетитовый роговик (А. А. Макухина, 1956); 7—гедрито-магнетитовый кварцит (аналитик Е. В. Романишина); 8—биотито-хлоритовый сланец (З. И. Танатар-Бараш, 1962); 9—кварцево-слюдисто-ставролитовый сланец (М. Н. Довгань, 1962); 10—магнетито-хлорито-сидеритовый роговик (М. Н. Доброхотов, 1964).

вые структуры. Наряду с тонкозернистыми структурами нередко наблюдаются субграфические сростания гематита и кварца, а также реликты первичнооолитового строения [23]. Размеры зерен минералов определяют

Таблица 3

Фации железистых пород

Главные породообразующие компоненты	Осадочная субфация	Осадочная фация
Si, Fe ³⁺ , Fe ²⁺ (Mg, Ca)	Железисто-кремнистая	Железистая окисная
Si, Fe ³⁺ , Fe ²⁺ Al (Mg, Ca)	Глиноземистая железисто-кремнистая	
Si, Fe ³⁺ , Al (Mg, Ca)	Железистая силикатная	Железистая силикатная
Si, Fe ³⁺ , Fe ²⁺ (Mg, Ca)CO ₂	Кремнистая карбонатно-железистая	Железистая карбонатная
Si, Fe ³⁺ , Fe ²⁺ , Al (Mg, Ca)CO ₂	Глиноземистая карбонатно-железистая	

ся обычно сотыми, нередко тысячными долями миллиметра. Железистые породы, выделенные во вторые подгруппы, отличаются существенным развитием амфиболов, биотита, граната; рудный минерал — в основном магнетит. Для пород типичны гранобластовые структуры, но размеры зерен крупнее — сотые и десятые доли миллиметра.

Породообразующими минералами наиболее метаморфизованных железистых кварцитов и сланцев третьих подгрупп являются кварц, магнетит, биотит, амфиболы (чаще роговая обманка, куммингтонит и грюнерит) и гранат; характерно развитие пироксенов, особенно гиперстена, ино-

гда фаялита. Структуры пород заметно более крупнозернистые, размеры отдельных зерен минералов составляют десятые доли миллиметра, а часто достигают десятых долей сантиметра и даже 1—3 см. Прослои пород вследствие большей крупности зерен слагающих их минералов не имеют столь ясных линейных ограничений, как в слабо метаморфизованных разностях; полосатые текстуры становятся более расплывчатыми и менее четкими.

Глубокий метаморфизм пород обычно всегда связан с развитием в смежных зонах процессов гранитизации. Поэтому интенсивно метаморфизованные породы, как правило, залегают в виде пластов-останцов среди гнейсов и мигматитов.

Образование пород с различными парагенезисами минералов и разномасштабными структурами из химически однотипных осадков, несомненно, обусловлено различными физико-химическими условиями метаморфизма. Отмеченные особенности минерального состава и структуры пород позволяют относить их к трем различным метаморфическим фациям. Из них мелкозернистые породы первых подгрупп принадлежат к низкотемпературной фации, которую по типоморфным минералам можно назвать хлорито-гематитовой. Эта метаморфическая фация является, видимо, изоградной фации зеленых сланцев.

Породы вторых подгрупп представляют собой относительно более высокотемпературную куммингтонитовую фацию; породы третьих подгрупп образованы в условиях наиболее высокотемпературной пироксеновой фации метаморфизма, изофациальной, возможно, с гранулитовой фацией.

Интенсивность метаморфизма (вероятно, и ультраметаморфизма) связана с особенностями тектонического развития отдельных структурных зон геосинклинальной области. В геосинклинальной системе Большого Кривого Рога Г. И. Каляев [20] выделяет внутригеосинклинальные и краевой прогибы. К первым относятся Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский и Конкский, характеризующиеся весьма интенсивным опусканием и накоплением существенно вулканогенных толщ многокилометровых мощностей. И хотя Н. П. Семенов [29] справедливо указывает, что породы в этих синклиналях относятся к различным ступеням метаморфизма, все же в основном здесь распространены породы низко- и среднетемпературных фаций.

В краевом Криворожском прогибе выделяются две различные структурно-фациальные зоны — внутренняя и внешняя. Внутренняя зона, состоящая из частных синклинальных прогибов (Ингулецкого, Саксаганского, Аниовского, Желтореченского, Кременчугского и др.), характеризуется также значительными прогибаниями и соответственно накоплением довольно мощных осадочных, в частности железистых, толщ, особенно в Саксаганском прогибе. Породы внутренней зоны прогиба относятся к низко- и среднетемпературным фациям метаморфизма.

Во внешней зоне краевого прогиба, представленного цепью синклинальных складок Западно-Ингулецкой полосы (Моисеевская, Зеленевская, Ивановская и другие синклинали), амплитуды погружения были незначительными и вулканогенно-осадочные породы, в том числе и железистые, имеют небольшие мощности. Метаморфизм здесь в отличие от метаморфизма пород во внутренней зоне проявлен наиболее интенсивно. Небольшими мощностями вулканогенно-осадочных образований и высокими ступенями метаморфизма характеризуются и породы Орехово-Павлоградских, Приазовских, Побужских и Володарских синклинальных структур.

Таким образом, особенности тектонического развития отдельных структур геосинклинальной области обусловили, очевидно, не только накопление осадков определенного характера и разных мощностей, но и

различную интенсивность их метаморфического преобразования. Считаем также очевидным, что с особенностями тектонической жизни отдельных участков связаны и особенности развития метасоматических процессов.

МЕТАСОМАТОЗ ЭТАПА ОБЩЕГО МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ

Метасоматоз в период метаморфизма и гранитизации в железистых породах проявился весьма широко; с ним связано формирование богатых железных руд, амфиболизация, скарнирование и т. п. Все эти образования, возникая в различных фациальных условиях, составляют единую метасоматическую формацию. В вещественном составе метасоматитов и рудной минерализации, в масштабах проявления и пространственного размещения их наблюдаются закономерности, обусловленные составом вмещающих пород и, очевидно, своеобразием тектонического развития отдельных геосинклинальных участков [36].

Безусловная связь железистых метасоматитов, в том числе железных руд, с химическим составом материнских толщ обнаруживается в их постоянной и обязательной приуроченности к высокожелезистым породам; это в одинаковой мере присуще породам различных метаморфических фаций и разным районам развития пород железистых формаций.

Идентичность парагенетических ассоциаций минералов, с одной стороны, в метасоматитах и рудах и, с другой — во вмещающих породах указывает на единство физико-химических условий процессов метасоматоза и регионального метаморфизма. Для оруденения наиболее благоприятны структурно-фациальные зоны с наибольшими мощностями железистых пород и наиболее слабым метаморфизмом. Так, в Саксаганском прогибе железистые породы имеют максимальные мощности и метаморфизованы слабее всего. Именно здесь железорудные метасоматиты образуют крупные линзовидные и столбообразные тела, прослеживаемые по падению пластов на большие глубины. Руды этого района составляют, как известно, основное богатство Криворожского железорудного бассейна.

Минеральный состав метасоматических рудных тел, не измененных гипергенезом, как и во вмещающих джеспилитах или железистых роговиках, представлен магнетитом при подчиненном значении гематита, кварца, хлорита и других минералов. Химический состав неокисленных руд характеризуется высокой железистостью и весьма малым содержанием примесей (табл. 4, ан. 1). Приводить более полные сведения о химизме руд нет необходимости, поскольку им посвящено много специальных работ [5, 10, 28].

В синклинальных прогибах, находящихся севернее и южнее Саксаганского прогиба, мощности железистых пород меньше, а степень метаморфизма выше. Железистые горизонты здесь представлены обычно среднезернистыми куммингтонито-магнетитовыми роговиками; в них широко развиты метасоматические амфиболы куммингтонито-грюнеритового состава и магнетит. С магнизиально-железистым метасоматозом генетически тесно связаны богатые железные руды, которые образуют столбообразные тела и имеют тот же куммингтонито-магнетитовый состав, что и вмещающие породы. Химический состав руд (табл. 4, ан. 2) близок к составу саксаганских хлорито-магнетитовых руд. Количество амфиболо-магнетитовых руд в общем балансе запасов Криворожского бассейна относительно невелико.

Западно-Ингулецкая структурно-фациальная зона и подобные ей Орехово-Павлоградская, Приазовская, Белоцерковско-Одесская отличаются от Криворожской зоны слабым развитием железистых пород и их глубоким метаморфизмом. Важная особенность этих зон — широкое раз-

вите гнейсов и мигматитов, образовавшихся за счет вулканогенно-осадочных пород. Высокие температуры метаморфизма и метасоматоза, выразившиеся здесь в развитии железистых скарнов, связаны с процессами гранитизации [35, 36]. Скарны размещаются в железистых кварцитах в виде согласных метасоматических жил мощностью от 2—3 до 35 м. Главные минералы в них — гиперстен, алмадин, реже фаялит, амфиболы

Таблица 4
Химические анализы метасоматических магнетитовых руд

Компонент	Анализы *				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	3,22	13,90	12,91	10,82	14,93
TiO ₂	0,28	0,08	0,05	—	3,30
Al ₂ O ₃	2,65	0,82	0,24	1,12	5,81
Fe ₂ O ₃	67,66	57,82	53,54	42,55	44,90
FeO	23,55	19,08	30,44	30,44	23,98
MnO	0,08	0,10	0,09	0,30	0,22
MgO	1,77	3,20	3,42	0,82	4,02
CaO	0,14	1,25	0,42	0,70	1,06
Na ₂ O		0,40	0,43		0,52
K ₂ O	0,21	0,05	0,06	0,21	2,38
CO ₂	Не опр.	1,10	0,77	6,26	0,25
P ₂ O ₅	0,23	0,04	0,06	0,18	0,46
SO ₃	0,05	0,15	0,10	0,09	—
H ₂ O	0,01	0,11	0,06	0,15	0,04
п. п. п	0,44	1,75	0,42	2,18	0,56
Прочие	—	0,15	—	0,31	0,06
Сумма	100,29	100,00	100,97	99,99	100,47
Fe ₂ O ₃ : FeO	1,4	1,4	0,8	0,6	0,8

* 1 — хлорито-магнетитовая руда Саксаганского района (Я. Н. Белевцев и др., 1959); 2 — амфиболито-магнетитовые руды Северного района (Я. Н. Белевцев и др., 1959); 3 — гиперстено-магнетитовая руда Володарского района (Белоцерковско-Одесская зона); 4 — пироксено-магнетитовая руда Корсак-Могилы (Приазовье, Г. В. Жуков, 1960); 5 — биотито-рогово-манково-магнетитовая руда с. Родионовки (Западно-Игнулецкая зона).

и др. В зависимости от соотношения главных породообразующих минералов среди скарнов выделяются пироксеновые, пироксено-гранатовые, пироксено-оливиновые и другие разновидности. Гиперстеновые скарны постепенно переходят в магнетитовые кварциты, а фаялитовые скарны — в магнетитовые руды. Взаимоотношение скарнов с гранитоидными породами вполне определенное: в контакте с мигматитами и гнейсами в скарнах наблюдается амфиболитизация, биотитизация и полевошпатизация; скарны обычно пересечены различными гранитными и пегматитовыми жилами и прожилками. Такие взаимоотношения скарнов с вмещающими породами указывают на то, что они формировались в стадию гранитизации (или магматическую стадию).

Со скарнами связан особый тип железных руд, открытых за последние годы в ряде мест [18, 7, 35]. Руды образуют мелкие метасоматические жилы мощностью до 10 м; залегают они в железистых кварцитах, либо в скарнах. Иногда руды находятся в контакте гранитоидов и железистых кварцитов. В отдельных случаях руды встречаются среди гранитоидов в форме останков. В отличие от Криворожских эти руды крупнозернистые и массивные. Главным минералом является магнетит. Часто содержатся в незначительных количествах сульфиды, главным образом пирротин и пирит. В отдельных случаях встречаются колчеданно-магнетитовые руды, в которых сульфиды составляют 30—40%. Нерудные минералы представлены гиперстеном, иногда диопсидом, алмадином. Химический состав (табл. 4, ан. 3, 4) сходен с составом Криворожских руд (табл. 4, ан. 1, 2),

отличаясь более высоким содержанием FeO и низкими значениями отношений $Fe_2O_3 : FeO$. Несколько иной состав руд с Родионовки в Западно-Ингулецкой зоне (табл. 4. ан. 5), имеющих примесь ильменита, сфена, апатита. Масштабы железного оруденения в зонах наиболее высокотемпературного метаморфизма незначительные.

Скарны и ассоциированные руды образуются в железистых породах вследствие взаимодействия с ними высокотемпературных флюидов, исходящих из зоны гранитизации (зоны образования гранитов, мигматитов, гнейсов) [36]. Источником железа, отложенного в магнетитовых рудах, были, вероятно, толщи железистых пород, подвергшихся гранитизации и метаморфизму. Состав растворов при метаморфизме, как это уже отмечалось И. В. Александровым [1], определяется составом субстрата. В частности, растворы вызвавшие в железистых породах магнизиально-железистый метасоматоз, в том числе образование железистых скарнов и железных руд, характеризовались наличием в основном закисного железа и магнезия (вероятнее всего, в бикарбонатной форме). Взаимодействие таких растворов с железистыми породами при различных параметрах температур и давлений обусловило образование магнетитовых руд тех же минеральных фаций, что и вмещающие породы.

МЕТАСОМАТОЗ ПОСЛЕМЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЭТАПА

Железистые породы и метасоматические железные руды, образовавшиеся в период регионального метаморфизма, в дальнейшем на отдельных локальных участках подвергаются преобразованиям в связи с проявлением, возможно, двух гидротермальных процессов, которые согласно существующей традиции можно называть по типоморфным минералам процессами эгиринизации и альбитизации. Метасоматитам, возникшим при этих процессах, посвящены работы многих исследователей Криворожья, в частности Ю. Ир. Половинкиной [26], Н. Ф. Аникеевой [4], А. П. Никольского [24, 16], В. С. Домарева [13, 14], А. С. Павленко [25], И. В. Александрова [1—3], Н. А. Елисеева и др. [16], Н. П. и З. М. Гречишниковых [12] и др. В последние годы И. П. Ивановым [19] и И. В. Александровым [3] выполнены очень интересные работы по моделированию метасоматических процессов. Ввиду этого здесь излагаются лишь отдельные наиболее важные черты гидротермальных процессов.

Процесс эгиринизации протекал непосредственно вслед за процессами регионального метаморфизма и магнизиально-железистого метасоматоза. В структурном отношении эгиринизация приурочена к внутренней зоне краевого прогиба (Криворожско-Кременчугской) и Белозерскому прогибу. В других структурах эгиринизации пород не отмечалось*. В Криворожско-Кременчугской зоне эгиринизация известна в Кременчугской, Желтореченской, Анновской и Саксаганской синклиналях. Размеры участков метасоматически измененных пород достигают многих десятков метров по мощности и многих сотен метров по простиранию. Для эгиринизации весьма характерна приуроченность ее только к железистым породам. Среди последних по составу выделяют три разновидности — магнетитовые роговики и сланцы с хлорито-слюдистыми минералами, амфиболо-магнетитовые роговики и руды, магнетитовые роговики. Как было показано ранее [6, 31], парагенетические ассоциации минералов, возникшие при эгиринизации названных разновидностей пород, имеют особенности, которые обусловлены составом вмещающих пород. Как видно из табл. 5, при метасоматозе пород кварцево-магнетитового

* В последние годы парагенетические ассоциации эгирина и альбита стали известны в сениито-гранитоидных комплексах Кировоградского и Приазовского блоков.

состава эгирин образуется в наибольшем количестве, а щелочной амфибол и магнезиально-железистый карбонат — в наименьшем. Замещение в породах амфиболо-магнетитового состава, наоборот, приводит к широкому развитию щелочных амфиболов и к незначительному — эгирина. Эгириновые зоны имеют мощность до 2—3 м, а окаймляющие их зоны

Таблица 5
Количественные соотношения минералов в эгиринитах
в зависимости от состава первичных пород по районам

Парагенезис минералов	Саксаганский	Кременчугский	Северное Криворожье	Кременчугский	Белозерский	Кременчугский
	Магнетитовые роговики и сланцы с хлорито-сланцевыми минералами		Амфиболо-магнетитовые сланцы, роговики и руды		Кварцево-магнетитовые роговики	
Эгирин	██████████		██████████		██████████	
Щелочной амфибол	██████████		██████████		██████████	
Микроклин	██████████		██████████		██████████	
Железистая слюда	██████████		██████████		██████████	
Карбонаты Mg — Fe состава	██████████		██████████		██████████	
Гематит	██████████		██████████		██████████	
Магнетит	██████████		██████████		██████████	

щелочного амфибола — 20—30 м. Метасоматоз в магнетитовых и гематито-магнетитовых роговиках с примесью хлорито-сланцевых минералов приводит к образованию крупнозернистого эгирина, мелкозернистого микроклина и сине-зеленой железистой слюды. В качестве реликтовых минералов в эгиринитах всегда присутствует магнетит. Количественные и качественные особенности парагенезисов минералов, образующихся при эгиринизации, совершенно определенно указывают на их связь с составом замещаемых железистых пород.

На конечном этапе гидротермального процесса эгиринизация сменяется в отдельных участках карбонатизацией, которая выражается в замещении железистых силикатов доломитом, гематитом и другими минералами.

Главными компонентами гидротермальных растворов, приведших к эгиринизации и карбонатизации, как предполагали ранее [2, 31], были в основном Na_2O и CO_2 . Окислительно-восстановительные способности растворов и их pH в разных зонах метасоматоза при эгиринизации были неодинаковы. В зонах образования эгирина раствор обладал сильной окислительной и щелочной реакцией, а во внешней зоне (зоне образования магнезиально-железистых карбонатов) раствор имел, очевидно, восстановительный характер и pH, близкий к семи. При карбонатизации состав растворов предположительно был близок к составу эгиринизирующих растворов. Изменение минералообразования обусловлено было, вероятно, изменением давления в связи с образованием трещин.

Щелочной характер и окислительные свойства гидротермальных растворов неблагоприятны для переноса железа и, очевидно, поэтому железные руды здесь не образуются. С проявлением данного процесса связано лишь изменение минерального состава железистых пород и ранее сформированных железных руд.

Процесс альбитизации протекал позже эгиринизации, однако вопрос о том, с каким циклом геологического развития связана альбитизация — с тем же, что и эгиринизация, или с более поздним — является

еще спорным. Возможно, альбитизация частично связана с эгиринизацией, а частично более поздняя. Альбитизация проявлена в тех же структурных зонах щита и почти в тех же участках, в которых известна эгиринизация. В отличие от эгиринизации альбитизация имеет место как в существенно глиноземистых породах (сланцы), так и в существенно железистых (магнетитовые кварциты, эгириниты). При альбитизации разных по составу пород в парагенезисе с альбитом образуются различные минералы; определяющая роль материнских пород проявляется при этом весьма отчетливо. С другой стороны, есть ряд примеров, когда различные парагенезисы минералов образуются в результате альбитизации однотипных пород. Различия в парагенетических ассоциациях минералов в данном случае связаны, вероятно, с различиями внешних парапетров процесса. Все эти особенности парагенезиса альбита отражены в табл. 6. Они имеют важное значение для понимания процесса в целом и для выяснения отдельных его качеств, в частности его роли в формировании железных руд.

Как показано в табл. 6, в результате замещения глиноземистых

Таблица 6

Количественные соотношения минералов в альбититах в зависимости от состава первичных пород и температурных условий по районам

Парагенезис минералов	Кремнезуг и Северное Криворожье	Северное Криворожье		Северное Криворожье		Белозерка	Северное Криворожье	Белозерка
	Кварцево-мусковитовые сланцы	Кварцево-биотитовые сланцы		Гранато-биотито-амфиболовые сланцы		Железистые роговики	Эгириниты	
		XX	X	XX	X		—	XX
Альбит	XX	X	XX	X	—	XX	X	
Серицит								
Гидробиотит								
Хлорит								
Щелочной амфибол								
Карбонат Ca-Mg-Fe состава								
Магнетит								
Гематит								
Мушкетовит								
Пирит								

Примечание. Температурные фации: XX — относительно высокотемпературные, X — относительно низкотемпературные, — — температурность образований не ясна.

пород возникают метасоматиты, сложенные почти одним альбитом. При замещении глиноземисто-железистых пород (гранато-биотито-грюнеритовых сланцев) вместе с альбитом в заметном количестве образуются рудные минералы, щелочные амфиболы, гидробиотит и др. В железистых роговиках и эгиринитах метасоматоз приводит к образованию пород, в которых наряду с альбитом главными минералами являются щелочной амфибол и рудные; среди последних вместе с магнетитом материнских пород развиты новообразования магнетита, гематита, мушкетовита и пирита. Приведенные факты указывают, что физико-химические условия процесса альбитизации способствовали только изменению минеральной формы железа и были неблагоприятными для его миграции. Поэтому при альбитизации, как и при эгиринизации, железные руды не образуются. Если эти процессы проявляются в железистых породах или железных рудах, то с ними связаны лишь изменения и усложнения минеральных ассоциаций.

Для суждения о физико-химических особенностях процесса альбитизации важно заметить, что, несмотря на наличие в растворах Na_2O , их взаимодействие с железистыми породами не приводило к возникновению эгирина, хотя все необходимые химические компоненты для его образования были (Fe, K, Al, Na, Si). Поэтому мнение о том, что альбитизация и эгиринизация вызваны одними и теми же растворами, а различие парагенезисов минералов обусловлено только составом вмещающих пород, возможно, не совсем верно.

Анализ минералогических данных по метасоматитам позволяет предполагать, что главными компонентами растворов, вызвавших альбитизацию различных по составу пород, были Na_2O , CO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 и H_2S : растворы имели восстановительную способность и близкую к нормальной щелочность.

В заключение обзора метаморфизма железистых пород Украинского щита можно сделать следующие выводы.

1. Метаморфизм пород проявлен неодинаково; по минеральным парагенезисам и текстурно-структурным признакам выделяются три метаморфические фации: а) фация мелкозернистых хлорито-гематито-магнетитовых роговиков и джеспилитов; б) фация среднезернистых магнетитовых и амфиболо-магнетитовых роговиков; в) фация грубозернистых магнетитовых и пироксено-магнетитовых кварцитов.

2. Одновременно с общим метаморфизмом на локальных участках протекают процессы метасоматоза, приводящего к образованию богатых магнетитовых руд тех же минеральных фаций, что и вмещающие породы.

3. Интенсивность метаморфизма и характер метасоматоза связаны с особенностями тектонической жизни отдельных зон геосинклинальной области. Наиболее высокотемпературные минеральные фации присущи структурно-фациальным зонам, характеризующимся малыми мощностями вулканогенно-осадочных пород и широким развитием мигматитов, гнейсов и гранитов. Наиболее низкотемпературные минеральные фации присущи синклинальным прогибам с максимальным погружением и накоплением наиболее мощных вулканогенно-осадочных толщ.

4. Процессы послеметаморфического (послемагматического) метасоматоза — эгиринизации и альбитизации — выразились в изменении и усложнении минеральных форм субстрата, но не привели к образованию железных руд.

5. Формирование железорудных концентраций связано с процессами седиментации и последующим метасоматозом, протекавшим на фоне общего метаморфизма и региональной гранитизации. Интенсивность метасоматического оруденения выше в зонах средне- и низкотемпературного метаморфизма и ниже — в зонах высокотемпературного.

Л и т е р а т у р а

1. Александров И. В., Змеенкова А. В.— *Геохимия*, 1958, 1.
2. Александров И. В.— *Геохимия*, 1959, 4.
3. Александров И. В.— В кн.: Труды VI совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1962.
4. Аникеева Н. Ф.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, в. 4. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1955.
5. Белевцев Я. Н. и др. Генезис железистых руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1959.
6. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.— В кн.: Материалы II Всесоюзного петрографического совещания. Изд-во АН Уз. ССР, Ташкент, 1958.
7. Белевцев Я. М., Мельник Ю. П., Стрыгин О. И.— В кн.: Материалы по минералогии Украины. Изд-во АН УРСР, К., 1960.
8. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И.— В кн.: Труды 21 сессии Международного геол. конгресса. Проблема «гранито-гнейсы». Изд-во АН УССР, К., 1960.

9. Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. «Наукова думка», К., 1964.
10. Геология криворожских железорудных месторождений, I, II. Изд-во АН УССР, К., 1962.
11. Гершойг Ю. Г.— Сов. геология, 1949, 37.
12. Гречишников М. П., Гречишникова З. М.— Геол. журн. АН УРСР, 1955, 15, в. 3.
13. Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. «Недра», М., 1964.
14. Домарев В. С.— ДАН СССР, 1954, 48, 3.
15. Домарев В. С.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Петрографич. сб. 1, в. 4. Госгеолтехиздат М.— Л., 1955.
16. Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1961.
17. Жуков Г. В.— Доклады II Всесоюз. объединен. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. 1. Изд-во АН УССР, К., 1960.
18. Жуков Г. В.— Сов. геология, 1960, 2.
19. Иванов И. П.— В кн.: Труды шестого совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1962.
20. Каляев Г. И.— Сов. геология, 1962, 11.
21. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1946.
22. Котляр В. Н.— Горн. журн., 1953, 12.
23. Назаров П. П.— В кн.: Научн. труды Харьковского горн. ин-та, 6. Изд-во Харьковск. ун-та, 1958.
24. Никольский А. П.— Сов. геология, 1956, 50.
25. Павленко А. С.— Изв. АН СССР, 1959, 1.
26. Половинкина Ю. Ир.— Записки Всесоюз. минералогич. об-ва, 1. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1949.
27. Родионов С. П.— Изв. АН СССР, 1954, 2.
28. Свитальский Н. И., Фукс Э. К. и др.— В кн.: Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения, в. 153. ГНТИ, М.— Л., 1932.
29. Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
30. Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
31. Стригин О. I.— Геол. журн. АН УРСР, 1959, 19, в. 4.
32. Стригин О. I.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
33. Стригин О. I.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
34. Стрыгин А. И.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
35. Стригин О. I., Ярощук М. О., Прусс А. К.— В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, К., 1963.
36. Стрыгин А. И.— В кн.: Проблемы металлогении Украины. «Наукова думка», К., 1964.
37. Стрыгин А. И.— В кн.: Труды третьего Всесоюз. петрографич. совещания. Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. «Наука», М., 1964.
38. Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. Изд-во АН СССР, М., 1963.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД НИЗКОЙ СТУПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА (ФАЦИИ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ)

В. С. ФЕДОРЧЕНКО

Институт «Механобрчермет»

В книге «Эволюция метаморфических пород» Ф. Дж. Тернер пишет: «...считается общепринятым ошибочное представление о том, что метаморфические породы архея, вероятно, испытавшие глубокую эрозию, при-

надлежат, как правило, к катазоне. В большинстве случаев минеральные ассоциации пород архея принадлежат к ассоциациям мезо- и эпизоны» [9, стр. 52]. Этот тезис, безусловно, верен по отношению к железистым породам докембрия, являющимся в большинстве случаев верхнепротерозойскими образованиями.

Слабо метаморфизованные железистые породы докембрия с сидеритом и гринолитом в районе Верхнего озера (США) описывались Ван-Хайзом и Джеймсом, с халцедоном в провинции Синхбум (Индия) — Спенсером и Персивелом, в Малом Хингане — А. С. Музылевым, в Кривом Роге — Н. И. Свитальским.

На различную степень метаморфизма железистых пород в Криворожском бассейне указывали П. М. Каниболоцкий [3], Н. П. Семенов [7] и другие исследователи. Однако к слабо метаморфизованным породам относили, как правило, сланцы средней (железородной) и верхней свит, а залегающие среди них железистые роговики и джеспилиты считали глубоко метаморфизованными породами первоначально под воздействием регионального, а затем гидротермального метаморфизма.

Изучение неокисленных железистых пород, вскрытых на больших площадях в карьерах горнообогатительных комбинатов и местами в подземных горных выработках, показывает, что по минеральным ассоциациям железистые породы Саксаганского района и Основной (Криворожской) синклинали (карьеры ЮГОКа и НКГОКа) относятся к низкой ступени метаморфизма, к фации зеленых сланцев, по Тернеру, и только породы с интенсивным проявлением щелочного метасоматоза можно отнести к средней ступени метаморфизма.

Естественно, что для выяснения условий седиментации, состава первичных осадков, фациальных изменений и характера диагенетических и метаморфических преобразований минералов наибольший интерес представляют наименее метаморфизованные железистые породы, не измененные гипергенными процессами.

Степень метаморфизма железистых пород в Саксаганском районе и в пределах Основной синклинали, как это отмечал П. М. Каниболоцкий, несколько возрастает с юга на север и с востока на запад. Поэтому в Саксаганском районе наименее метаморфизованы железистые породы южной и центральной частей Саксаганской синклинали, где так называемые железистые горизонты представлены толщами магнетито-хлорито-сидеритовых, хлорито-сидерито-магнетитовых и магнетитовых роговиков, магнетитовых и гематито-магнетитовых джеспилитов, а чередующиеся с ними сланцевые горизонты — хлоритовыми и аспидными (серицито-хлоритовыми, кварцево-хлорито-серицитовыми, серицито-биотитовыми и биотито-хлоритовыми с дисперсным графитом) сланцами, содержащими большее или меньшее количество слоев и пачек безрудных, сидеритовых и хлорито-сидеритовых роговиков.

Главными минералами железа в кремнисто-железистых породах фации зеленых сланцев являются магнетит, сидерит (сидероплезит), железистые хлориты (афросидерит, тюрингит, шамозит) и гематит (железная слюдка); второстепенными — биотит, куммингтонит или грюнерит и пирит.

Послойное распределение кварца и минералов железа создает характерную тонко- и микрослоистую (полосчатую) текстуру докембрийских железистых пород. По количественным соотношениям минералов выделяют: рудные — существенно магнетитовые, гематито-магнетитовые или магнетито-гематитовые слои, роговиковые — существенно кварцевые или сидеритовые и сланцевые — существенно силикатные слои. При этом часто в рудных и роговиковых слоях первого порядка послойное расположение минералов-примесей создает слои второго и даже третьего порядков.

Общеизвестно закономерное (фациальное) уменьшение мощности рудных и роговиковых слоев, а также уменьшение количества и мощности сланцевых слоев до полного исчезновения последних, по мере увеличения количества магнетита и особенно гематита (железной слюдки) в железистых породах, т. е. мощность слоев уменьшается от магнетитохлорито-сидеритовых роговиков, в которых достигает сантиметра и более, к хлорито-сидерито-магнетитовым и магнетитовым роговикам, магнетитовым и гематито-магнетитовым джеспилитам. В последних мощность слоев первого порядка нередко измеряется первыми миллиметрами и долями миллиметра.

Часто наблюдаемое чередование магнетитовых сидерито-магнетитовых, хлорито-сидерито-магнетитовых и магнетито-хлорито-сидеритовых микрослоек второго порядка, мощность которых измеряется десятками, а иногда и сотыми долями миллиметра, в одном рудном слое первого порядка сидерито-магнетитовых и хлорито-сидерито-магнетитовых роговиков, а также чередование магнетитовых, гематито-магнетитовых и гематитовых слоев в джеспилитах, включения мелких правильных зерен магнетита в сидерите и хлорите позволяют говорить об одновременном, диагенетическом образовании основных минералов железа — магнетита, сидерита, хлорита и гематита. Только в условиях седиментации, в зависимости от состава осадка и условий дальнейшего его преобразования (диагенеза), возможны довольно резкие колебания окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и pH в поровых растворах каждого вновь отложившегося слоя.

Таким образом, слоистость железистых пород осадочная (слои первого и частично второго порядка) и диагенетическая (слои второго и третьего порядков), т. е. для образования рудных, роговиковых и сланцевых слоев главным определяющим фактором был состав отложившегося осадка, а для слоев второго и третьего порядков, кроме того, важное значение имел характер диагенетических преобразований в осадке, в частности, имело место расслоение коллоидов железа и кремнезема, обусловившее образование слоев второго и третьего порядков с различным количественным соотношением минералов железа и кварца.

При одном и том же составе кремнисто-железистого осадка, в зависимости от условий диагенеза, а именно, от условий разложения органического вещества в нем (значение Eh), может образоваться кварцево-сидеритовый, кварцево-магнетито-сидеритовый, кварцево-магнетитовый и даже кварцево-гематитовый слой, но во всех случаях он будет рудным слоем.

Как следует из сказанного, наличие тех или иных минералов железа и количественные соотношения их в слоях и пачках слабо метаморфизованных железистых пород обусловлены составом кремнисто-железистых осадков и характером диагенетических процессов в них. Примерно одинаковое содержание магния в железистых карбонатах и железистых хлоритах железорудной свиты, как уже показано ранее [10, 11], только лишь раз подчеркивает, что магний находилась в составе илестых железистых осадков, легко адсорбирующих его из морской воды.

В илестых железистых осадках, богатых органическим веществом, устойчивыми минеральными формами железа были силикаты (хлориты), карбонаты (сидерит, сидероплезит) и пирит. В разрезе железорудной подсвиты среди хлоритовых сланцев наблюдается большее или меньшее количество рассеянных зерен сидерита, слои и пачки сидеритовых роговиков.

По мере уменьшения в железистых осадках илестого материала и увеличения коллоидного кремнисто-железистого, при достаточно высоком содержании органического вещества, количество кварца и сидерита в породах возрастало. Об этом свидетельствует увеличение суммарной мощ-

ности слоев сидерита и пачек сидеритовых роговиков и уменьшение мощности разделяющих их сланцев вблизи железистых горизонтов.

Дальнейшее увеличение количества железа в осадке и уменьшение содержания илистого материала и органических веществ привело к повышению кислородного потенциала, что фиксируется появлением в породах магнетитовых (рудных) слоев, число которых возрастает по мере увеличения содержания железа в осадке. В результате магнетито-сидеритовые роговики лежачего бока железистых горизонтов сменяются сидерито-магнетитовыми, а затем магнетитовыми роговиками с незначительной примесью сидерита и хлорита.

Почти полное исчезновение илистого материала и одновременное уменьшение количества органики в кремнисто-железистом осадке привело к еще большему повышению кислородного потенциала, что в свою очередь обусловило сохранение значительного количества свободной окиси железа в нем. В разрезе железистого горизонта этому периоду соответствуют пачки гематито-магнетитовых и магнетито-гематитовых джеспилитов, которые местами составляют основную толщу горизонта, например пятого железистого.

Изучение текстурно-структурных особенностей сидеритовых, хлорито-сидерито-магнетитовых и магнетитовых роговиков, гематито-магнетитовых и магнетито-гематитовых джеспилитов, залегающих среди слабо метаморфизованных сланцев, приводит к мысли, что формированию железистых пород окислительной фации (магнетитовых, магнетито-гематитовых и гематитовых) благоприятствовала не глубоководность, а значительная удаленность от берега при сравнительно небольшой глубине дна бассейна, обеспечивающая достаточную аэрацию вод и осадка и малое количество или отсутствие илистого материала и органики.

Сохранность в железистых породах Саксаганского района и участка Основной синклинали микрослоистости второго и более высоких порядков с различным сочетанием нескольких минералов железа в смежных слоях (рис. 1) и таких осадочных и диагенетических текстур, как стилолитовые швы (рис. 2), пятнистые и микроконкреционные текстуры в сидеритах (рис. 3, 4), позволяет говорить о слабом метаморфизме этих пород. Текстурно-структурные отношения магнетита, сидерита и железистых хлоритов в железистых роговиках, магнетита и гематита в джеспилитах Саксаганской и Основной синклиналей показывают, что метаморфизм в этих породах выразился главным образом в раскристаллизации и собирательной перекристаллизации указанных минералов и кварца. Миграция отдельных компонентов при метаморфизме была незначительной и выразилась в образовании небольшого количества секущих и слоистых метаморфических (альпийских) жилков, которые часто не выходят за пределы одного или нескольких слоев и по составу аналогичны последним. Для магнетита, вследствие его высокой кристаллизационной способности, собирательная кристаллизация проявляется повсеместно с образованием правильных, иногда довольно крупных зерен — порфиробластов в слоях с малым содержанием магнетита и полиэдрических ветвистых, лентовидных (иногда имеющих форму округлых микроконкреций) агрегатов в рудных существенно магнетитовых слоях. Менее характерна собирательная перекристаллизация для сидерита и кварца. Кварц обычно образует «кварцевые дворики» в тенях давления порфиробластов магнетита и других минералов, а также шестоватые и неправильные крупные зерна в промежутках между полиэдрическими агрегатами магнетита в рудных слоях. В «двориках», и в рудных слоях совместно с кварцем иногда перекристаллизовываются сидерит, хлорит и биотит.

Метаморфическими минералами в железистых породах Саксаганского района являются биотит и куммингтонит или грюнерит, местами ферристыльпноделан.

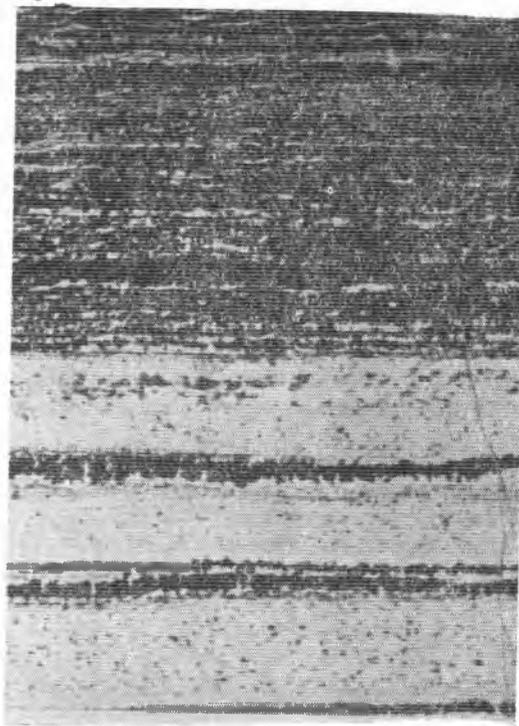


Рис. 1. Микрослоистая текстура магнетито-хлорито-сидеритового роговика. Саксаганский карьер, четвертый железистый горизонт, лежащий бок. Шлиф, ув. 5.

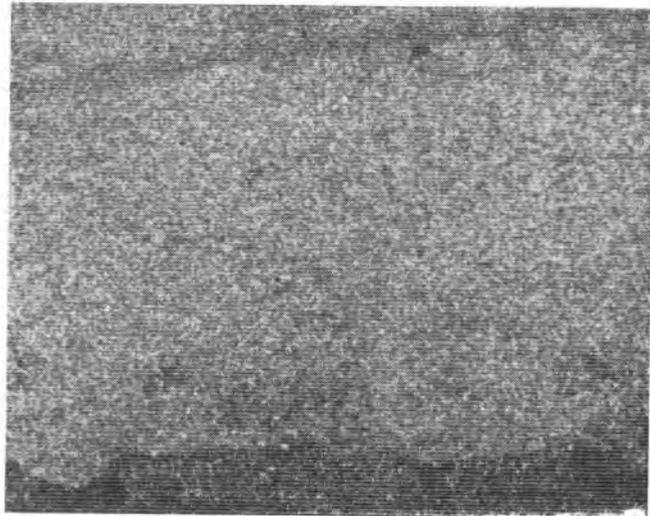


Рис. 2. Стиллитовый шов между темным, богатым графитом (внизу) и светлым чистым (вверху) сидеритовым слоями. Шов оттенен пленкой графитита, как нерастворимого остатка на поверхности растворения. Пятый сланцевый горизонт шахты «Северная» рудника им. Кирова, горизонт — 326 м, орг 115 оси. Шлиф, ув. 40.

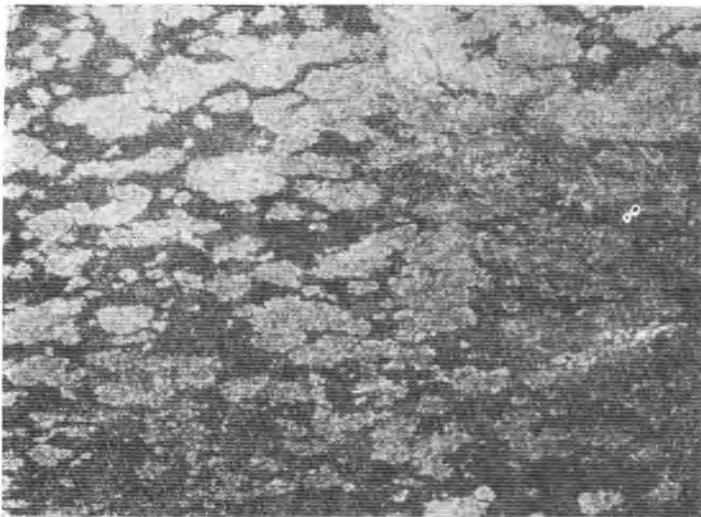


Рис. 3. Пятнистая текстура кварцево-сидеритового (сидероплектитового) слоя. Светлые сидерито-кварцевые пятна в кварцево-сидеритовой ткани, содержащей примесь хлорита и дисперсного графитита. Обнажение на правом берегу р. Саксагани, рудник им. Кирова, четвертый сланцевый горизонт. Шлиф, ув. 6.

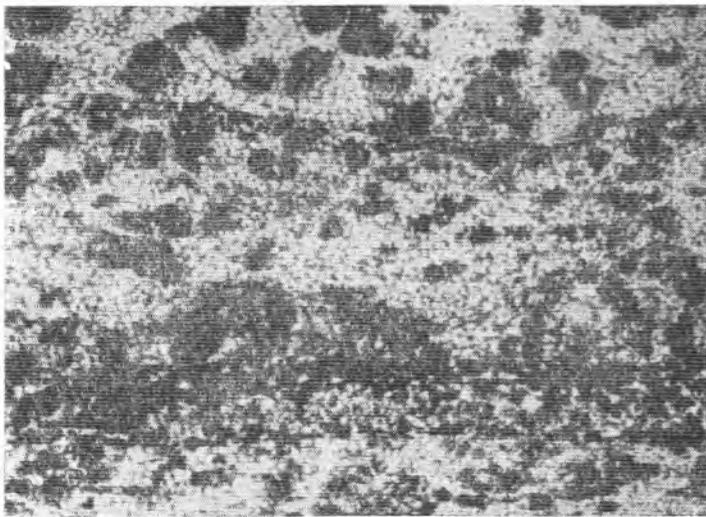


Рис. 4. Микроконкреции сидерита в хлорито-кварцевой основной ткани слоя. Белое — кварц, серое — сидерит и хлорит, черное — магнетит. НКГОК, четвертый железистый горизонт. Шлиф, ув. 20.

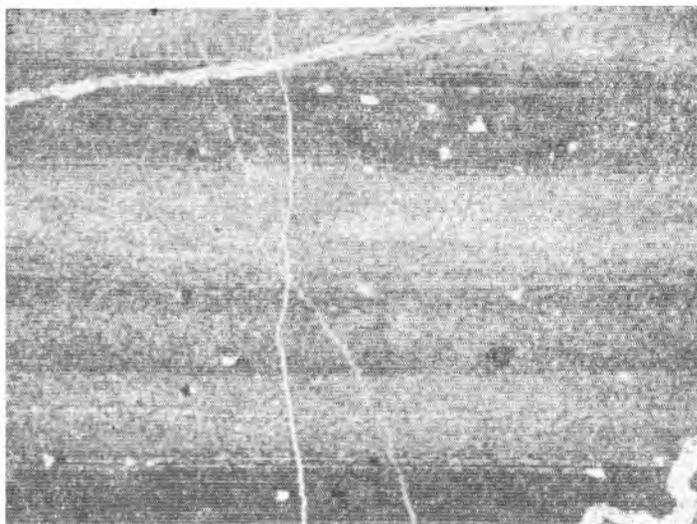


Рис. 5. Тонкослоистый сидеритовый роговик с порфиробластами магнетита. Участок рудника «Большевик», скв. 6175, шестой сланцевый горизонт. Шлиф, ув. 10.

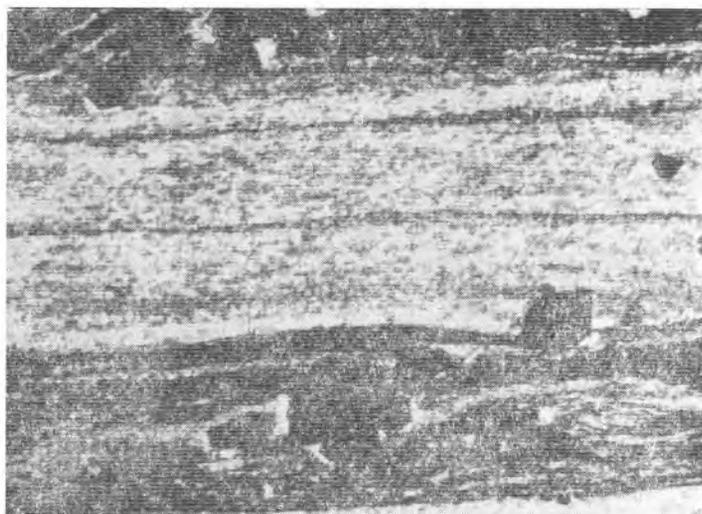


Рис. 6. Сидероплезитовый роговик с небольшой примесью биотита и куммингтонита, порфиробласты магнетита удлиненные по сланцеватости. Там же, шестой сланцевый горизонт. Шлиф, ув. 10.



Рис. 7. Куммингтонитовый роговик с небольшой примесью биотита и остаточного сидероплезита. Там же. Шлиф, ув. 10.

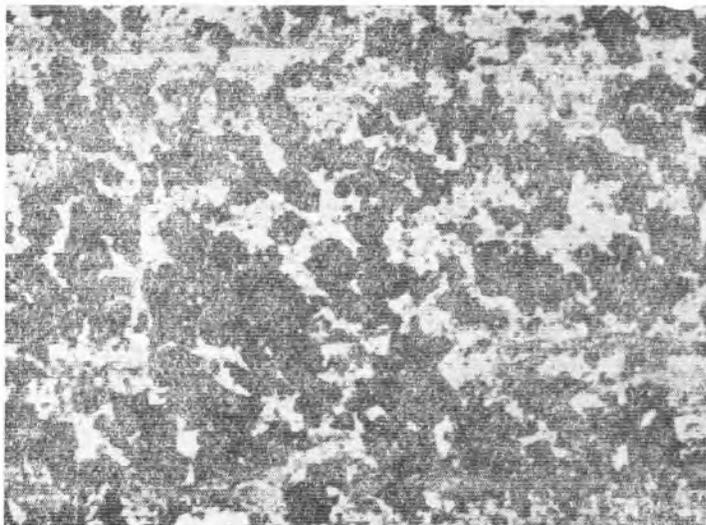


Рис. 8. Сидерито-магнетитовый роговик — рудный слой с остатками слойков второго порядка между полиэдрическими агрегатами магнетита. ЦГОК, второй железистый горизонт. Шлиф, ув. 58.

Биотит в виде таблитчатых порфиروبластов или мелкочешуйчатых агрегатов в основной хлоритовой или сидерито-хлоритовой ткани сланцев образуется за счет хлоритов. Куммингтонит (грюнерит) наблюдается в виде отдельных порфиروبластов, лучистых или сноповидных агрегатов в кварцево-сидеритовых и сидеритсодержащих слоях сланцев, железистых роговиков и образуется за счет кварца и сидерита (сидероплезита), а не за счет хлоритов, как считали ранее. Железистые хлориты железорудной свиты богаты глиноземом (Al_2O_3 15—20%) и поэтому преобразование их при метаморфизме в куммингтонит должно было бы сопровождаться образованием высокоглиноземистых минералов, чего нет в действительности.

Количество куммингтонита и биотита в железистых породах Саксаганского района увеличивается в направлении с юга на север и с востока на запад. В южной части Саксаганской синклинали куммингтонит встречается в виде порфиروبластов в кварцево-сидеритовых и биотито-хлорито-сидеритовых слоях, а севернее, на участках рудников им. Карла Либкнехта и «Большевик», отдельные пачки хлорито-сидеритовых и сидеритовых роговиков шестого сланцевого горизонта переходят в биотито-куммингтонитовые и куммингтонитовые с характерными для них порфиробластами магнетита (рис. 5, 6, 7) и «кварцевыми двориками» вокруг последних.

Согласно Ф. Дж. Тернеру, фация зеленых сланцев определяется «...как фация, включающая все породы, образовавшиеся при ступенях метаморфизма ниже той, на которой альмандин появляется в пелитовых породах» [9, стр. 123]. Он считает характерным для этой фации наличие не только слюд, но и неглиноземистых амфиболов (актинолита). Таким образом, присутствие биотита и куммингтонита (грюнерита) — неглиноземистых амфиболов актинолитового ряда — не противоречит отнесению к фации зеленых сланцев железистых пород Саксаганского района и Основной синклинали, не содержащих альмандина.

С повышением степени метаморфизма в железистых породах исчезает первоначальная осадочная и диагенетическая микрослоистость. Даже при слабом метаморфизме в результате собирательной перекристаллизации магнетита, с образованием сравнительно крупных полиэдрических агрегатов, кварца и других второстепенных минералов уничтожаются слои второго порядка, остатки которых местами наблюдаются в промежутках между полиэдрическими агрегатами магнетита (рис. 8). Еще резче это проявляется в участках, где за счет кварца и сидерита образуется куммингтонит. В результате образования довольно крупных лучистых и сноповидных агрегатов куммингтонита с одновременной перекристаллизацией избыточного кварца и других второстепенных минералов полностью исчезает первоначальная микрослоистая текстура тонкозернистых кварцево-сидероплезитовых или хлорито-кварцево-сидероплезитовых пород (см. рис. 7). Метаморфические процессы уничтожают первоначальную тонкую слоистость в железистых породах, а не создают ее, поэтому правильнее текстуру их называть слоистой, а не полосчатой.

Тот факт, что наиболее типичные черты краснополосчатых роговиков и джеспилитов наблюдаются на наиболее низкой ступени метаморфизма, например в южной части Саксаганской синклинали, позволяет утверждать, что джеспилиты докембрия представляют собой своеобразную осадочную, а не метаморфическую фацию.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н.— Сов. геология, 1947, 3.
2. Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 10.
3. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во Черновицкого ун-та, 1946.

4. Музылев С. А.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
5. Пустовалов Л. В.— В кн.: Труды геол. ин-та АН СССР, в. 5. Изд-во АН СССР, М., 1956.
6. Свитальский Н. И. и др. Железородное месторождение Кривого Рога Гостехиздат, М., 1932.
7. Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.
8. Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1958.
9. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, М., 1951.
10. Федорченко В. С.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, 12.
11. Федорченко В. М. Минеральный состав исходных пород и генезис красковых и красково-маритовых руд Криворожского железорудного бассейна. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. ИГЕМ АН СССР, М., 1965.
12. James H. L.— Econ. Geol., 1954, 49, 3.
13. Spenser E. a. Persival F.— Econ. geol., 1952, 47, 4.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ КРЕМНИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

К. Ф. ЩЕРБАКОВА, М. Н. КУЗНЕЦОВА

ВИМС, Криворожский горнорудный институт

В качестве основы для примерного анализа метаморфических минеральных фаций первичноосадочных пород докембрия взяты кремнисто-железистые породы, распространенные в пределах Криворожско-Кременчугского синклинория, в частности кремнисто-железистые образования замка, Основной (Криворожской) синклинали и Тарапако-Лихмановской антиклинали.

Породы эти здесь, как и всюду, где они развиты, стратиграфически приурочены к средней свите так называемой криворожской серии. Средняя свита пород железисто-кремнистой формации, обозначаемая обычно индексом K_2 , всегда состоит из закономерно чередующихся горизонтов железистых и железисто-силикатных кварцитов со сланцами. Всего в пределах развития Тарапако-Лихмановской антиклинали имеется пять сланцевых и пять железистых согласно залегающих горизонтов.

В общей геологической структуре Южного района кремнисто-железистые породы и разделяющие их сланцы занимают центральное положение, входя составной частью в наиболее дислоцированные участки замка Основной синклинали и Тарапако-Лихмановской антиклинали.

В результате анализа фактического каменного, графического и других материалов исследуемого участка метаморфических пород докембрия мы пришли к выводу, что образование метаморфических горных пород участка, а следовательно, и региона сопровождалось процессами динамометаморфической дифференциации. Процессы эти, что подтверждается химическими и другими анализами, находили выражение: 1) в механическом перемещении материала на различные, но в общем незначительные расстояния внутри толщи не совсем затвердевших пород; 2) в перемещении первичного материала на несколько большие расстояния в виде коллоидов и растворов, сопровождавшемся простейшими химическими реакциями в условиях очень низкой температуры. В процессе диагенеза этих еще не совсем затвердевших осадков происходило дальнейшее уплотнение их и отжимание.

Диagenетически измененные, довольно плотные, хемогенные и алеврито-глинистые породы, участвуя в последующих преобразованиях региона — в процессе регионального метаморфизма — приобретали подвижность и легко изгибались в крупные складки первого, второго порядка и даже в микроскладки. Из различных осадочных пород в зависимости от особенностей их химического состава, физических свойств и существовавших термодинамических условий образовались различные минеральные ассоциации и микроструктуры.

Изучение вещественного и минерального состава железисто-кремнистых пород метаморфического комплекса Южного района позволило установить парагенетические ассоциации минералов, характеризующие геологические условия метаморфизма пород и его интенсивность. При исследовании полного комплекса пород железисто-кремнистой формации были выделены естественные минеральные фации. Анализ последних, а также изменения минералов с глубиной позволили сделать вывод об относительной близости условий их образования. Это дало возможность отнести породы железисто-кремнистой формации к общей группе метаморфических сланцев. Для каждой из минеральных ассоциаций или естественной минеральной фации группы были выбраны типичные минералы, наиболее устойчивые в определенных физико-химических и термодинамических условиях различных ступеней метаморфизма.

Среди таких минералов выбраны силикаты, которые в процессе развития региона всегда изменялись. Они обязательно входят, хотя и в различных количествах, в состав чередующихся железистых и сланцевых горизонтов.

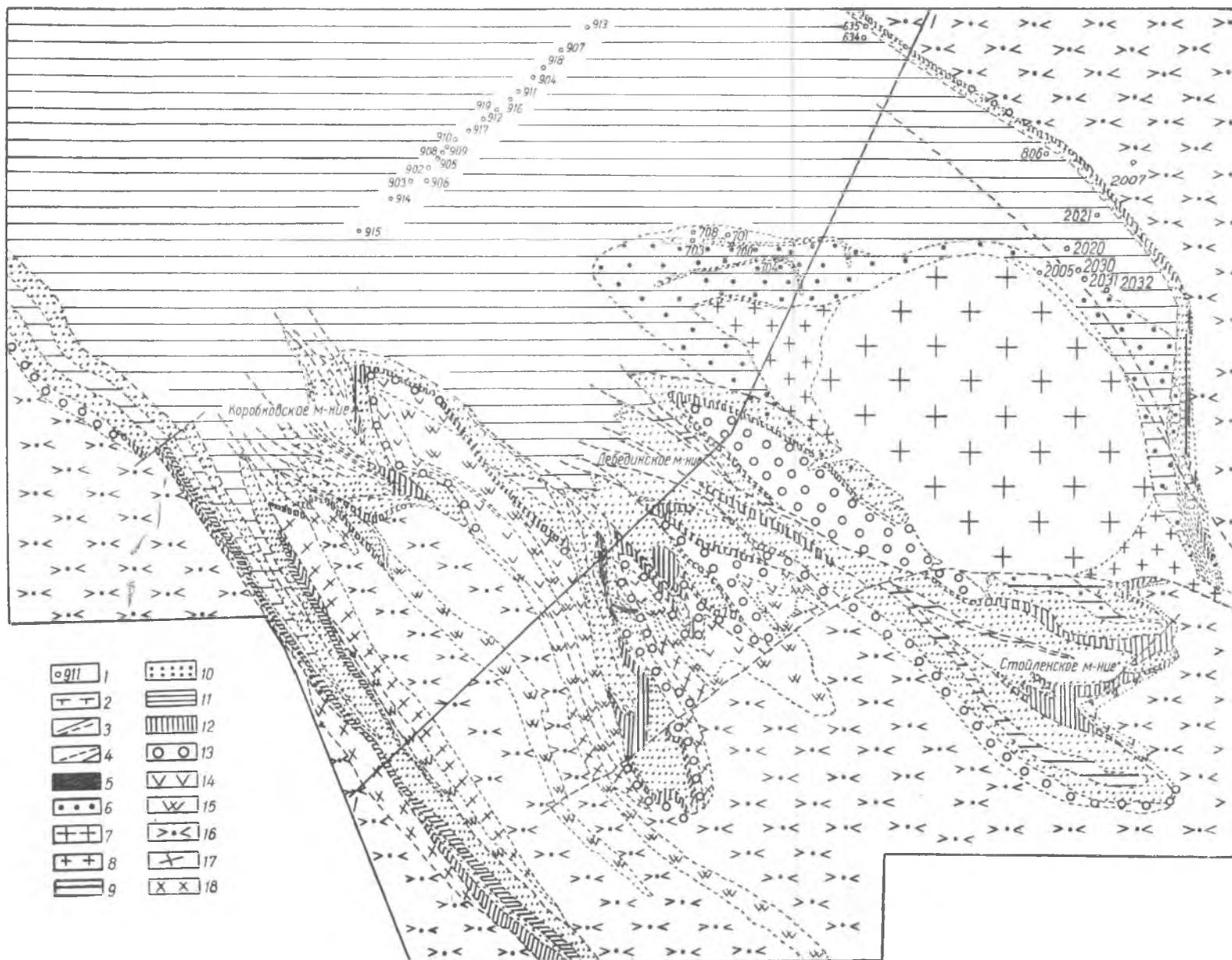
Фации в зависимости от преобладающего в них силиката называются хлоритовой, биотитовой и амфиболовой. Они характеризуют собой условия регионального метаморфизма, отличающиеся почти всегда непосредственной связью с дислокациями (динамометаморфизмом), низкой температурой, незначительно изменяющимися общими термодинамическими условиями и почти полным отсутствием привноса материала извне.

Судя по современному минеральному составу пород железисто-кремнистой фации, очевидно, они имели в первичном составе различные количества основных породообразующих и других компонентов, составляющих породу.

Породы железистых и сланцевых горизонтов, например, имеют повышенные содержания железа в виде свободных окислов и окислов, входящих в состав силикатов. Обязательно наличие в них глинозема и почти всегда избыточного количества кремнезема. Несколько меньше в составе сланцев и кварцитов MgO .

При определении естественных минеральных фаций сравнивались парагенетические ассоциации различных стратиграфических горизонтов метаморфических пород друг с другом и различные участки одних и тех же горизонтов по простиранию. Установлено, что состав одних и тех же железистых и сланцевых горизонтов средней свиты в различных участках района различный — преимущественно амфиболовый, биотитовый или хлоритовый. Так, на участке Тарапако-Лихмановской антиклинали породы горизонтов средней свиты имеют в основном амфиболовый состав с интенсивной гранатизацией в сложноскладчатых узлах пород, где обнаруживается сочетание продольной и поперечной складчатости. В более спокойном в тектоническом отношении районе Основной синклинали эти же породы имеют биотитовый, хлоритовый и, в меньшей степени, амфиболовый состав.

Необходимо отметить, что подобные проявления регионального метаморфизма наблюдаются в участках кремнисто-железистых пород, удаленных от плутонов. В противном случае они всегда изменены контакто-



○ 911	1	□ □ □ □	10
▬	2	▬▬▬▬	11
▬▬▬▬	3	▬▬▬▬	12
▬▬▬▬	4	○ ○ ○ ○	13
■	5	▽ ▽ ▽ ▽	14
□ □ □ □	6	W W W W	15
▬▬▬▬	7	▬▬▬▬	16
▬▬▬▬	8	✕ ✕ ✕ ✕	17
▬▬▬▬	9	▬▬▬▬	18

Схематический разрез I-I

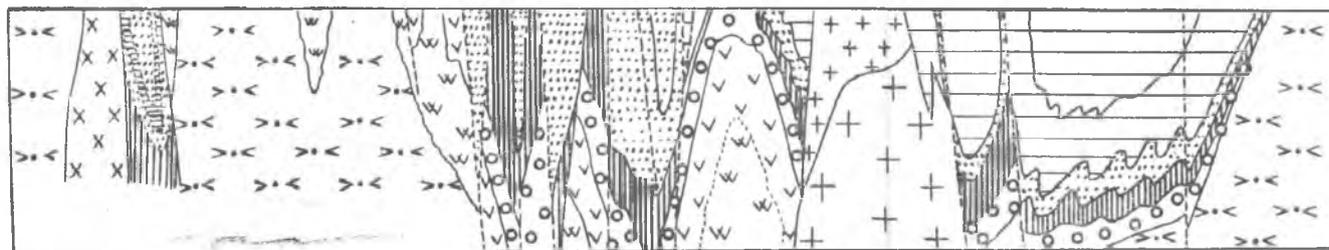


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрия Староскольского рудного узла.

1 — буровые скважины и их номера; 2 — элементы залегания слоистости и контактов пород; 3 — тектонические нарушения (взбросы и сбросы); 4 — контакты стратиграфические и литологические; 5 — дайки и линзы лейкократовых диорит-порфиров; 6 — контактовые роговики; 7 — диориты; 8 — габбро-диориты и габбро; 9 — сланцы верхней подсвиты курской свиты — преимущественно филлитовидные, иногда слюдястые с гранатом и амфиболом; 10 — железистые кварциты средней подсвиты курской свиты — преимущественно магнетитовые, куммингтонито-магнетитовые и гематито-магнетитовые; 11 — пакки филлитовидных сланцев среди железистых кварцитов; 12 — сланцы нижней подсвиты курской свиты — кварциты, кварцито-песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями сланцев; 13 — базальная подсвита курской свиты — кварциты, кварцито-песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями сланцев; 14 — порфириды и туфосланцы вулканогенной серии; 15 — амфиболиты и амфиболовые сланцы вулканогенной серии; 16 — плаггиомигматиты, разно микроклинизированные, и полимигматиты; 17 — гнейсы биотито-плаггиоклазовые и амфиболо-плаггиоклазовые, в разной степени мигматизированные; 18 — гнейсовидные плаггиограниты.

во-метасоматически или ассимилированы интрузиями с образованием пород смешанного состава.

Заканчивая краткий обзор условий образования и вещественного состава метаморфических фаций кремнисто-железистых пород некоторых районов Криворожско-Кременчугской синклиналиной зоны, обратимся к условиям накопления осадков рассматриваемых метаморфических пород к первоначальному вещественному составу осадочных пород вообще. Можно отметить, что в результате многочисленных исследований этих условий давно были установлены закономерности, отличающие осадки различных типов и так называемые фации осадочных пород. Определение в природе осадочных фаций, таким образом, начинается с развернутого общего фациального анализа осадочных, в дальнейшем метаморфизованных образований. С этой точки зрения в жизни горных пород с помощью фациального анализа можно выделить два периода, определяющие два типа фаций: фации седиментогенеза и фации метаморфизма.

Внутри отдельных фаций седиментогенеза выделяются группы, отличающиеся по характеру осадков и крупности первичных минеральных частиц.

Фации метаморфизма представляют собой фации, характеризующие степени метаморфизма. Следует отметить, что минералы определенных минеральных фаций могут повторяться в других фациях, но в меньших количествах. Они могут принадлежать к одной и той же группе, но обязательно будут отличаться условиями образования (температурой и давлением). Примером могут служить амфиболы группы актинолита и роговая обманка.

Что же в этой работе принципиально нового? Во-первых, постановка вопроса о едином фациальном анализе связи и развития осадочных пород от времени седиментации до конечных стадий метаморфизма.

Во-вторых, конкретизация условий образования минеральных фаций регионального метаморфизма, который включает: 1) минеральные фации, характеризующие проявления собственно регионального метаморфизма, под которым понимают низкотемпературные образования, имеющие широкое площадное развитие, более или менее связанное с дислокациями, и образовавшиеся без привноса; 2) фации минералов, типичные для участков дислокаций (динамометаморфические), не имеющие широкого площадного развития; 3) фации минералов, возникшие вблизи от plutonov, связанные с высокими температурой и давлением (контактные); 4) фации минералов, связанные с метасоматозом и переносом компонентов на большие расстояния.

В третьих, минеральная форма выражения фаций (минералы, а не породы), помогающая систематизировать — упорядочить — фации и установить происхождение существующих в настоящее время общих для многих регионов групп метаморфических пород.

ПРОЯВЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ И МЕТАМОРФИЗМА В ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ КМА

А. С. ЕГОРОВ

ИГЕМ

Детальные наблюдения пород железорудной формации КМА, проведенные нами в последние годы в подземных выработках рудников, главным образом в Старооскольском районе, позволили установить многочис-

ленные факты, указывающие на ряд особенностей проявления в породах тектонических дислокаций и метаморфизма. Последние особенно ярко проявились в пределах Старооскольского рудного узла, приуроченного к области центриклинального замыкания довольно крупного Тим-Ястребовского синклиория, сложенного в основном породами курской осадочно-метаморфической серии, в том числе и железорудной формации (рис. 1).

1. Как известно, железорудная формация КМА мощностью 200—400 м сложена главным образом тонкослоистыми гематито-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами. Лишь в краевых частях ее наблюдаются маломощные пачки толстослоистых слаборудных кварцитов с редкими пластами и прослойками магнезиально-железистого карбоната — пистомезита. Детальными наблюдениями установлено, что в составе гематито-магнетитовых и магнетитовых кварцитов широко распространены реликты пород низкотемпературного метаморфизма, являющиеся слабо метаморфизованными очень мелкозернистыми яшмовидными гематитовыми микрокварцитами, представляющими многократное чередование тонких прослоев весьма мелкозернистого кварца с пылевидной примесью тонкодисперсного гематита и подобного же (тонкодисперсного) гематита с некоторой примесью очень мелкозернистого кварца. Характерно, что в составе реликтов совершенно нет синхронных карбонатов и силикатов и по существу они являются диминеральными образованиями (кварц + гематит). Особенность строения кварцевых и гематитовых прослоев — проявление в них отчетливой микрослоистости (рис. 2 а, б, в). Породы реликтов, по-видимому, ближе всего отражают состав тех первичноосадочных кремнисто-железистых пород, за счет которых они образовались. Они имеют сходство с яшмоидами Алтая, микрокварцитами Малого Хингана и до некоторой степени с яшмами Сингхума, которые относятся к проявлениям начального низкотемпературного регионального метаморфизма [1, 16, 18, 21]. Весьма мелкозернистая структура такой породы возникла в результате раскристаллизации, по-видимому, полуаморфного гелеобразного кремнезема с некоторой примесью тонкодисперсной окиси железа, как и самой окиси с примесью кремнезема.

В составе преобладающих в разрезе железорудной формации гематито-магнетитовых и магнетитовых кварцитов реликты указанного состава имеют довольно широкое распространение почти на всей территории КМА. На Тимском участке, например, содержание их достигает 50% состава указанных железистых кварцитов, а на Михайловском месторождении они целиком слагают отдельные небольшие (реликтовые) участки. На месторождениях Старооскольского рудного узла (см. рис. 1) содержание их в составе указанных железистых кварцитов постепенно уменьшается с запада на восток (от Осколецкого месторождения к Стойленскому) от 20—30% почти до нуля. Так, на Коробковском месторождении подобные породы составляют 10—20%, а на Лебединском — всего лишь 5—7%. Такое уменьшение, по-видимому, обусловлено последующим метаморфизующим воздействием на них интрузий плагиогранитов и габбродиоритов, интенсивно развитых в юго-восточной части рудного узла.

Структурно-текстурные соотношения показывают, что микрокварциты состава указанных реликтов являются более ранними метаморфическими образованиями по сравнению с собственно железистыми, значительно более крупнозернистыми магнетитовыми и гематито-магнетитовыми кварцитами. На рис. 2 можно видеть, что последние возникли в результате дальнейших метаморфической перекристаллизации и превращений микрокварцитов, причем процесс этот в большинстве случаев не доходил до конца, в результате чего и остались указанные реликты.

Совершенно иного состава реликты наблюдаются в самой нижней маломощной пачке слаборудных кварцитов железорудной формации на Коробковском, Лебединском и Салтыковском месторождениях Староос-

кольского района. Здесь эта пачка имеет меняющуюся мощность (от 2—3 до 10—20 м) и характеризуется значительной мощностью слагающих ее пластов и прослоев (от 1—3 до 20—30 см), преобладающая часть которых состоит из кварца. Реже они представлены слюдистыми и хлоритобiotитовыми сланцами, а в единичных случаях — весьма мелкозернистым магнезиальным сидеритом (пистомезитом), который обычно превращается в магнетит или разъедается и замещается куммингтонитом, в результате чего он лишь местами сохранился в виде реликтов. Впрочем, в южной части Лебединского месторождения магнезиально-железистый карбонат нижней пачки меньше подвергался замещению и наблюдается в значительном количестве.

Таким образом, на основании проявления в разных типах железистых кварцитов различного состава реликтов слабо метаморфизованных первичноосадочных пород в железорудной формации Старооскольского района устанавливаются две главнейшие первичноосадочные фации накопления железа: окисная, представленная средней, преобладающей частью разреза, и закисная в виде маломощной пачки в нижней (вероятно, и в верхней) приконтактовой части формации с вмещающими ее сланцевыми толщами. Между этими пачками, очевидно, есть незначительное проявление переходной закисно-окисной (или окисно-закисной) фации, представленной маломощной пачкой магнетитовых кварцитов. Преобладающее же количество магнетитовых кварцитов, видимо, является продуктом метаморфической переработки железисто-кремнистых осадков окисной фации, о чем будет сказано дальше.

2. Следующий вопрос наших исследований относится к специфике и времени проявления в породах железорудной формации КМА складчатых дислокаций. Как известно, породы этой формации КМА, подобно породам аналогичной формации Кривого Рога, Карелии, Карсакпая и др., представляют многократное чередование тонких преимущественно кварцевых и рудных прослоев, которые, судя по особенностям строения и морфологии образованных ими складок, в период складчатости характеризовались как высокопластичными свойствами и способностью к дифференциальному пластическому течению из крыльев в замковые части складок, так и многочисленными последними поверхностями облегченного изгибания и взаимного проскальзывания (Белоусов, 1961). Эти обстоятельства, а также интенсивность сжимающих усилий, обусловили возникновение ярко выраженной интенсивной складчатости, которую по морфологии и способу строения следует относить к подобной и дисгармоничной, частью к концентрической (Егоров, 1955) и [6]. В подземных выработках и эксплуатационных карьерах рудников выявляются складки разных масштабов (порядков), причем сравнительно крупные складки осложнены более мелкими, а последние — микроскладками. Все они по форме, строению и пространственной ориентировке имеют сходство (подобие), что, согласно правилу Пампелли (1894), может указывать на их более или менее одновременное возникновение, а также на связь их с тектоническими движениями. Такие складки могли возникнуть только в высокопластичной среде, какую, вероятно, составляли указанные неметаморфизованные кремнисто-железистые осадочные породы со значительной влагонасыщенностью. Многочисленные наблюдения показывают, что проявлениями метаморфизма при превращении яшмовидных микрокварцитов в железистые кварциты отмеченные складки затушевываются (рис. 3), что указывает на возникновение последних еще до этого превращения. Но и яшмовидные гематитовые микрокварциты еще до их превращения в железистые кварциты уже обладали значительной хрупкостью. Об этом, например, свидетельствуют ярко выраженные зоны тектонических брекчий, наблюдаемые на Михайловском месторождении. На проявление хрупких деформаций в подобных средах при сравнительно низких темпе-

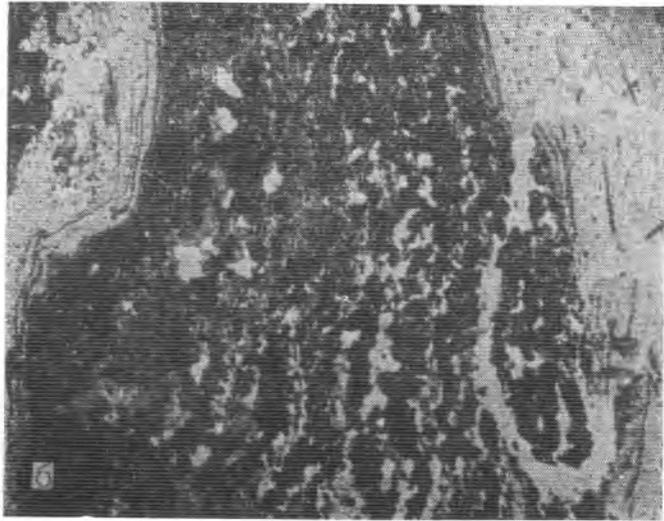
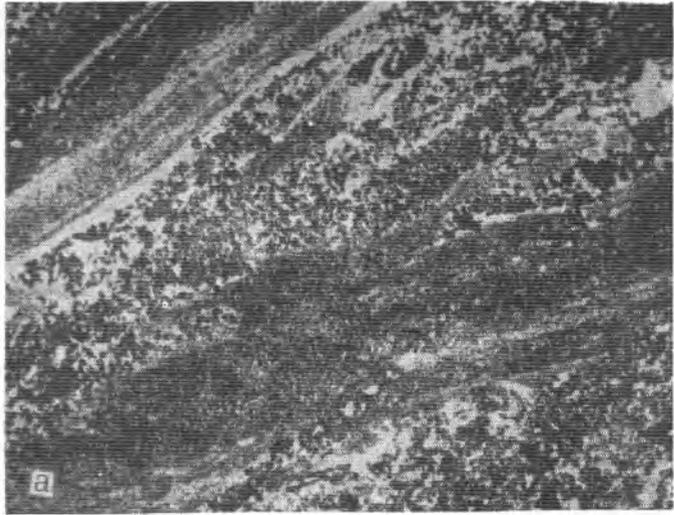


Рис. 2. Реликтовые участки микрокристаллического гипогенного гематита рудных прослоев (яшмовидных гематитовых микрокварцитов) среди более крупнозернистых агрегатов возникшего из него магнетита (магнетитовых кварцитов). Микрофото шлифов железистых кварцитов Яковлевского месторождения (а, ув. 10), Коробковского (б, ув. 10).

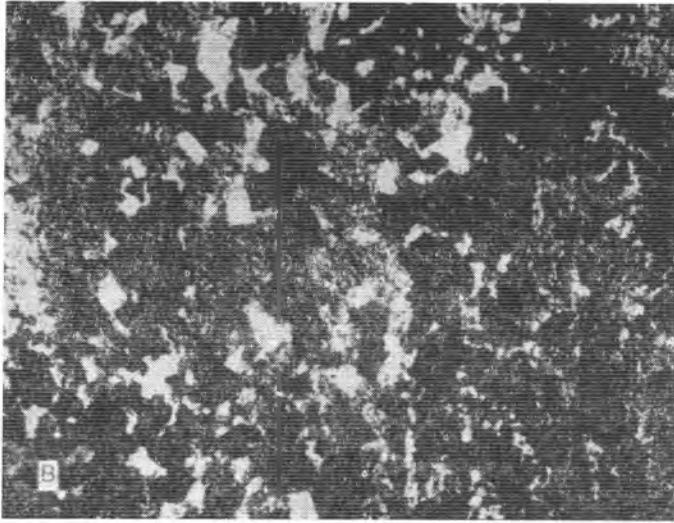


Рис. 2 (продолжение): Тимского месторождения (в, ув. 20).

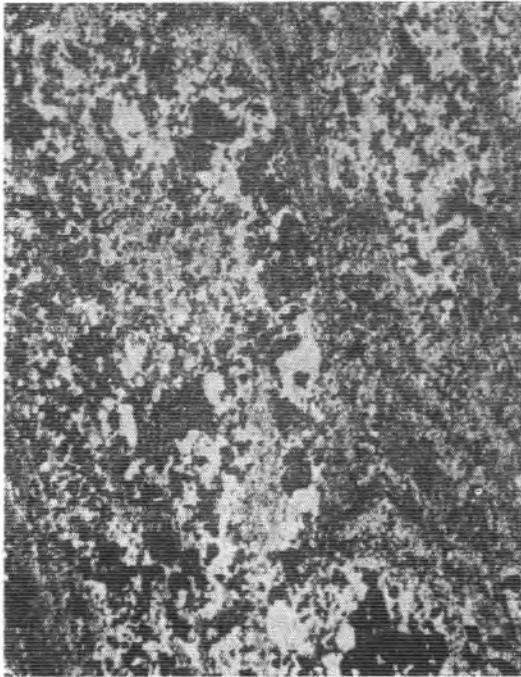


Рис. 3. Реликтовый участок гематитового микрокварцита с проявлением микроскладчатости в более крупнозернистом магнетитовом (мартитовом) кварците, в котором микроскладчатость затушевана. Яковлевское месторождение, скв. 25, гл. 748 м. Шлиф, ув. 10.

ратурах могут указывать и результаты экспериментальных исследований (Горансон, 1940), [17, 3]. Правда, последующие работы в этом направлении показали (Григгс и Бэлл, 1938), [19, 15, 5], что в этих условиях пластические деформации могут проявиться в присутствии щелочных растворов. Но, как видно из минерального состава яшмовидных микрокварцитов, они не содержали ни щелочных, ни щелочноземельных металлов.

Поэтому сомнительно предполагать, что указанная интенсивная складчатость возникла в уже сформировавшихся яшмовидных микрокварцитах. Начало ее возникновения наиболее вероятно относить еще к стадии, предшествовавшей раскристаллизации первичноосадочных кремнисто-железистых пород, когда эти породы были довольно высокопластичны и содержали значительное количество воды, облегчавшей проявление пластических деформаций. Низкотемпературный региональный метаморфизм, в результате которого первичноосадочные кремнисто-железистые породы преобразовались в яшмовидные микрокварциты, по-видимому, следовал непосредственно за складчатостью пластического течения и был вызван ее проявлением или сопряжен с нею.

3. Наблюдениями установлено также, что последующие превращения яшмовидных гематитовых микрокварцитов в значительно более крупнозернистые гематито-магнетитовые и магнетитовые кварциты, а других пород железорудной формации в соответствующие им производные происходили в условиях прогрессивного метаморфизма при заметном повышении температуры (вероятно, и давления). Эти превращения в основном сводятся к:

перекристаллизации, превращению и частичному переотложению материала указанных микрокварцитов и возникновению из него значительно более крупнозернистого агрегата железистых (гематито-магнетитовых) кварцитов, преобладающих в составе железорудной толщи. Слаборудные железисто-карбонатные кварциты, слагающие маломощные краевые пачки этой толщи, частично перекристаллизуются в более крупнозернистый агрегат карбонатно-магнетитовых кварцитов;

некоторому изменению химического состава пород, обусловленному выносом или перемещением высвобождающегося кислорода при превращении тонкозернистого гематита в магнетит и выносом некоторой части переходящего в раствор кварца при его перекристаллизации и переотложении;

избирательному перераспределению компонентов пород, обусловленному удалением кварца из участков более интенсивного ориентированного давления и отложением его в участках с меньшим давлением;

проявлению кристаллизационной сланцеватости осевой поверхности, микротрещиноватости и эпигенетической полосчатости.

Перекристаллизация и частичное переотложение кварца, а также превращение тонкозернистого гематита в более крупнозернистый магнетит в железорудной формации проявляются с разной интенсивностью почти на всей территории КМА. Более интенсивны эти процессы в пределах Старооскольского тектонического узла, в восточной части которого широко развиты интрузии плагиогранитов и габбро-диоритов, и менее интенсивны — на юго-западном крыле Тим-Ястребовского синклинория.

В результате собирательной перекристаллизации, проявившейся в яшмовидных микрокварцитах, весьма мелкозернистый кварц кварцевых прослоев, обычно «пропыленный» тонкодисперсным гематитом, превращается в значительно более крупнозернистый с характерной торцовою, а при действии стресса и гранобластовой структурой. При этом он почти полностью очищается от пылевидного гематита, который частично превращается в мелкозернистый магнетит, а частично отжимается в межзер-

новые пространства и превращается в более крупные разрозненные зерна магнетита.

Несколько иначе процесс метаморфизма проявляется на контактах кварцевых и рудных прослоев. Здесь наряду с явлениями перекристаллизации имеются отчетливые признаки растворения кварца и частичного выноса кремнезема. Такими признаками являются: а) наличие в прослоях кварца своеобразных ниш и полостей, поверхности которых пересекают проявляющуюся в этих прослоях микрослоистость; эти полости оказываются заполненными рудным материалом; б) наличие несогласных, явно постседиментационных контактов, которые под тем или иным углом пересекают микрослоистость прослоев кварца, а иногда целиком пересекают кварцевые прослои, в результате чего от них остаются лишь сильно корродированные реликты (рис. 4); в) наконец, третий вид контактов указанных прослоев — более или менее послойные контакты, которые пересекают микрослоистость под острым углом и обуславливают линзовидное проявление кварцевых прослоев. Указанные контакты могут характеризоваться как ослабленные поверхности раздела двух разнородных сред, которые являются более благоприятными для передвижения растворов, чем внутренние части прослоев. Кроме того, по контактам кварцевых и рудных прослоев часто отчетливее проявляется сланцеватость и залеченная микротрещиноватость, которые могут указывать на взаимные послойные проскальзывания прослоев. В таких условиях мелкозернистый кварц почти полностью растворялся, причем часть его здесь же переотлагалась в виде более крупнозернистого агрегата, другая часть выносилась. Детальные наблюдения показывают, что если рассматривать это явление в пределах той или иной складки (в частности, любой микроскладки), видимой на полированном образце, то легко заметить, что коррозия прослоев кварца (до полного их уничтожения), т. е. вынос кремнезема из них, наиболее интенсивна в пределах крыльев складок и почти не проявлялась в замковых частях (рис. 5). По-видимому, такую зависимость выноса кремнезема от складчатой структуры можно объяснить неравномерным воздействием на нее ориентированного давления — максимального в крыльях складок и минимального в замковых частях.

Экспериментальные исследования [19, 15] показывают довольно значительную растворимость кварца в условиях повышенных температур и давлений. Оно усиливается при воздействии щелочей, но проявляется также и в нейтральной среде. К. Корренс [10] показал влияние одноосионного давления на растворимость некоторых минералов (квасцов), а также миграцию растворов в участки с наименьшим давлением и высадку из них солей. Таким образом, можно считать, что указанные природные явления до некоторой степени подтверждаются и экспериментально.

Убыль кварца в крыльях складок в условиях действия ориентированного давления компенсируется сплющиванием этих крыльев и вдавливанием в такие участки материала рудных прослоев. Кроме того, наблюдаются признаки разъедания и метасоматического замещения мелкозернистого кварца магнетитом.

Некоторого внимания заслуживают третий вид контактов и линзовидные формы кварцевых прослоев, образуемые ими. На примере Кривого Рога Ю. Г. Гершойг [4] высказал мысль о том, что линзовидные формы прослоев кварца являются синдиagenетическими образованиями, возникшими в результате ритмичного отложения и размыва этих прослоев в прибрежной (волноприбойной) зоне бассейна седиментации в период осадконакопления железорудной толщи. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по железистым кварцитам КМА не позволяют объяснять такие формы подобным образом. Во-первых, наблюдаемая в этих «линзах» микрослоистость срезается поверхностями обоих контактов (висячего и лежащего бока), чего не может быть при размыве (рис. 6). Во-вторых,



Рис. 4. Корродированные прослойки кварца (черное) в магнетитовом кварците. В участках их разъедания прослойки магнетита (серое) образуют прогибы. Лебединское месторождение, штрек 1/2. Полированный штуф, натур. велич.

контактирующие с обеих сторон с кварцевыми линзочками рудные прослойки также имеют отчетливую микрослоистость, которая согласно облекает эти линзочки и нигде не нарушается и не срезается, что при размыве наблюдалось бы (см. рис. 6). В-третьих, форма и размеры этих «линзочек» различны в зависимости от положения их в складчатой структуре. Как правило, в замковых частях складок они более крупные и имеют чечевицеобразную форму с резко обрывающимися концами, тогда как в крыльях их нет совсем или наблюдаются в виде очень мелких и

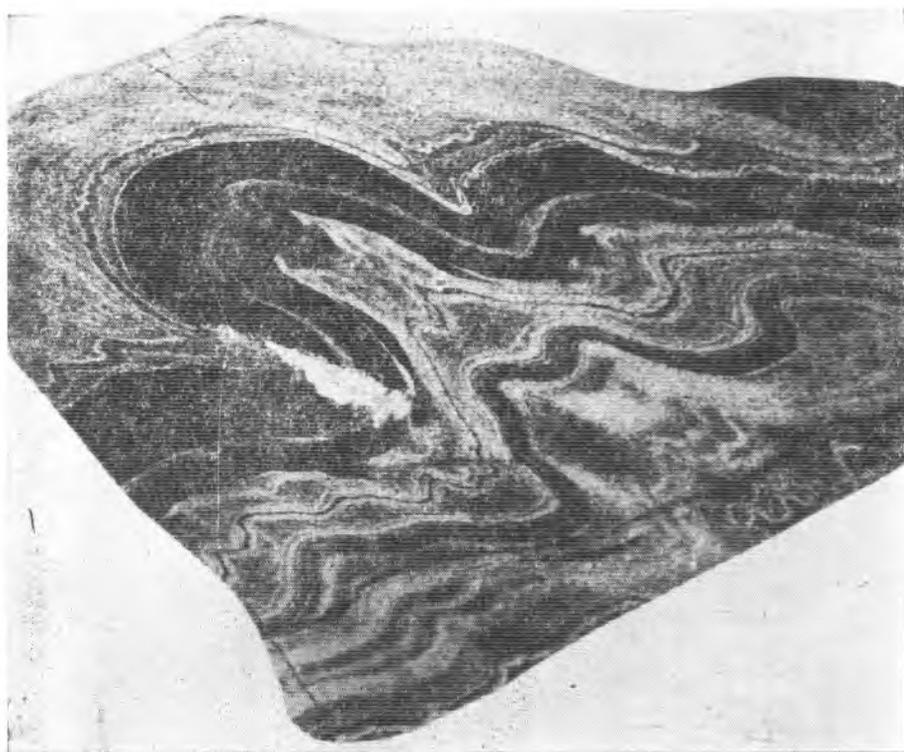


Рис. 5. Гематито-магнетитовый кварцит с корродированными прослойками кварца (черное) в крыле микроскладки и почти не затронутыми коррозией в замке. В микрослоистых рудных прослоях (серое) видна сланцеватость осевой поверхности. Коробковское месторождение, рудник, горизонт —71, орт 4/II. Полированный штаф, натур. велич.

узких удлиненных линзочек, срезаемых на концах поверхностями микрослоистости железистых кварцитов или поверхностями отчетливо выраженной сланцеватости осевой поверхности складок (см. рис. 5). Такая зависимость от элементов складчатой структуры и последующей сланцеватости может указывать на то, что линзочки возникли в процессе (или после) проявления складчатости и сланцеватости и являются эпигенетическими по отношению к процессам осадконакопления и диагенеза первичных осадков железорудной толщи. Следует также отметить, что ни в железистых кварцитах, ни в джеспилитовых гематитовых микрокварцитах КМА нет никаких признаков кривой слоистости или трещин усыхания, на которые обращает внимание Ю. Г. Гершойг в Кривом Роге. Но здесь очень часто встречается скальывающая трещиноватость, следовавшая за складчатостью, ориентированной диагонально по отношению к простиранию слоистости, а также разного масштаба смещения блоков по этим трещинам. В результате породы или прослои разного состава

приводятся в вынужденное соприкосновение, в направлении несогласном с первоначальным их простиранием (рис. 7). Что касается «трещин усыхания» на КМА, то по виду подобные им образования возникают в результате избирательного проявления перекрещивающегося кливажа, т. е. двух систем взаимно пересекающихся трещин и микросмещений по ним в тех или иных прослоях железистых кварцитов. Нередко трещины кливажа сквозные. Однако все эти трещины являются эпигенетическими и никакого отношения к трещинам усыхания не имеют.

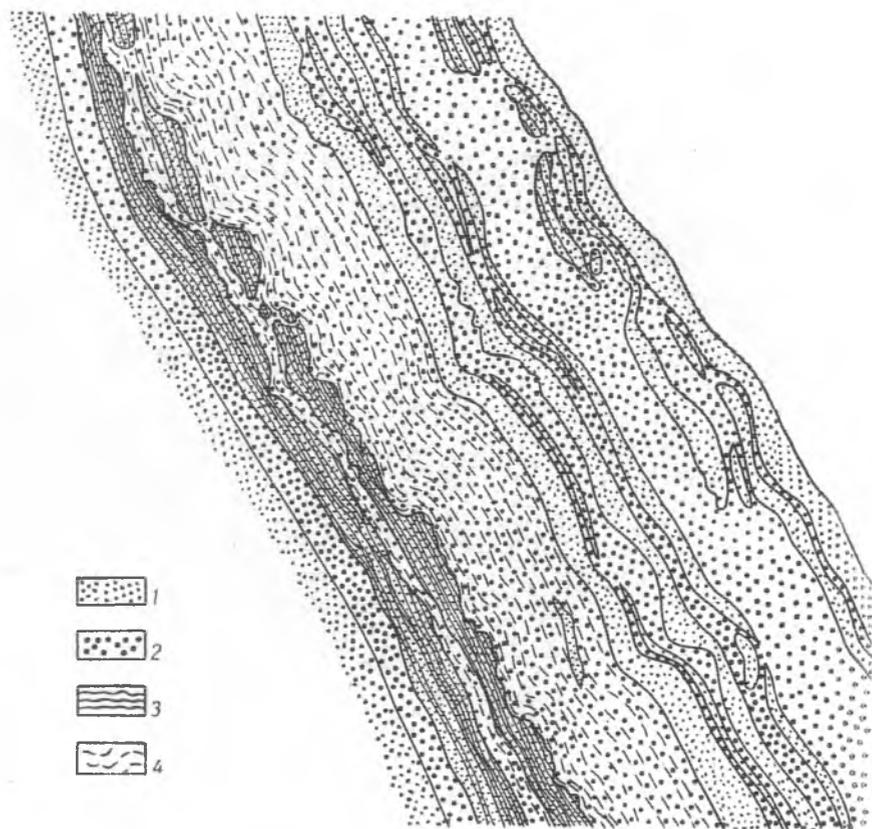


Рис. 6. Строение полосок кварца и магнетита и их соотношение в гематито-магнетитовых и магнетитовых кварцитах КМА. (Зарисовка с природы. Лебединское месторождение).

1 — прослойки и реликты прослоев мелкозернистого кварца, 2 — прослойки и полоски магнетита, 3 — микрослоистость в прослойках кварца, 4 — микрослоистость в прослойках магнетита.

Исходя из сказанного наиболее верно считать, что разлинзование кварцевых прослоев железистых кварцитов и коррозия кварца происходили в гипогенных условиях в процессе метаморфизма главным образом под влиянием ориентированного давления, неравномерно проявляющегося в складчатой структуре.

В рудных прослойках тонкозернистый гематит (и значительно реже присутствующий весьма мелкозернистый магнетит) яшмовидных микрокварцитов превращается в значительно более крупнозернистый магнетит и сохраняется среди агрегатов последнего лишь в виде реликтов (см. рис. 2). При этом превращении некоторая часть высвобождающегося кислорода должна была мигрировать в участки более низкого кислородного

потенциала. Но в участках затрудненной миграции (в замковых частях складок) или интенсивного притока кислорода (проявления сланцеватости осевых поверхностей складок) парциальное давление кислорода повышалось, в связи с чем ранее образовавшийся магнетит в свою очередь частично преобразовывался в чешуйчатый гематит (железную слюдку). Однако по сравнению с преобладающим магнетитом последний имеет подчиненное распространение, что может свидетельствовать о частичном удалении свободного кислорода за пределы железорудной формации.

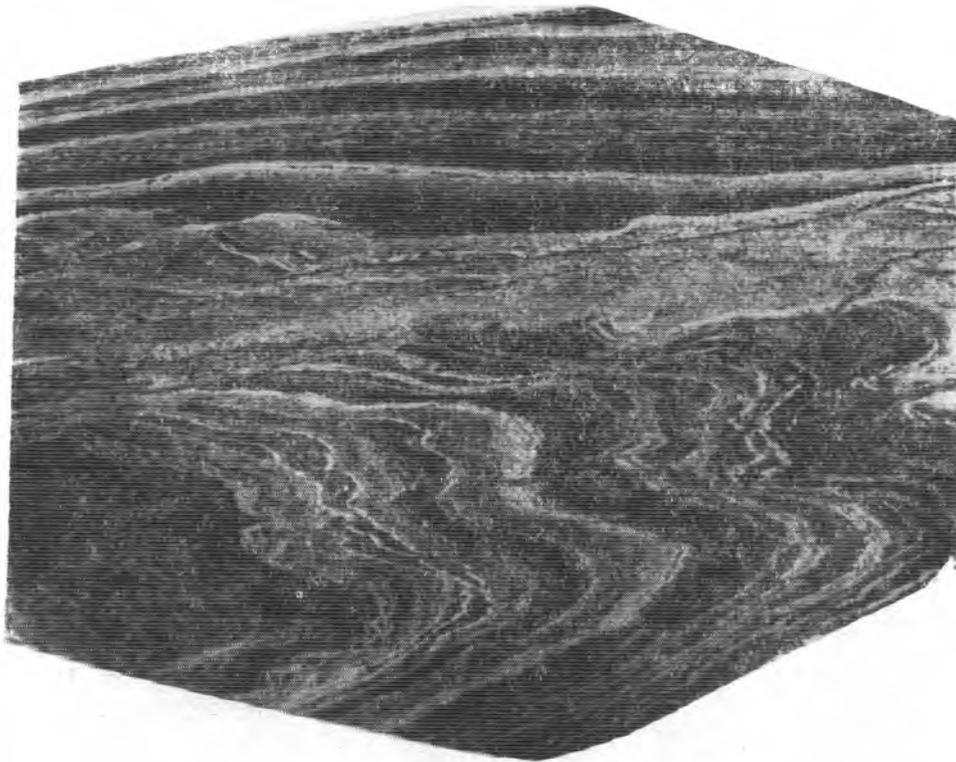


Рис. 7. Проявление кливажа осевой поверхности и приуроченной к нему магнетитовой минерализации в микроскладчатом гематито-магнетитовом кварците. Коробковское месторождение. Полированный штуф, натур. велич.

Метаморфогенное растворение части кварца и миграция кремнезема, высвобождение части кислорода (при превращении тонкочешуйчатого гематита в магнетит), его миграция и частичное удаление за пределы железорудной формации обусловили некоторое локальное (или общее) изменение химического состава пород железорудной формации в сторону некоторого обогащения их железом. По-видимому, с этим процессом связано возникновение на Коробковском месторождении локальных зон обогащенных железистых кварцитов, где содержание железа повышается до 43—45% (против обычных 35—37%).

4. Указанное перераспределение контролируют складчатые структуры и сингенетично с последними развивающиеся разрывные нарушения. Многочисленные наблюдения керн буровых скважин и в горных выработках показывают, что складчатые структуры в чистом виде проявляются лишь в слабо метаморфизованных яшмовидных микрокварцитах. В более же метаморфизованных железистых кварцитах, особенно в пределах тектонических узлов типа Старооскольского, эти структуры заметно

осложняются, спрессовываются накладывающейся на них дополнительной складчатостью, называемой нами складчатостью гипогенного уплотнения. Она выражается в том, что ранее возникшие подобные дисгармонические и концентрические складки в процессе избирательного выноса кремнезема (и кислорода) из крыльев складок под воздействием бокового давления еще более сжимаются и приобретают значительную крутизну. При этом в связи с процессом сжатия возникало ламинарное скольжение по поверхностям зарождающегося кливажа течения осевой поверхности, что приводило к дальнейшему сплющиванию складок

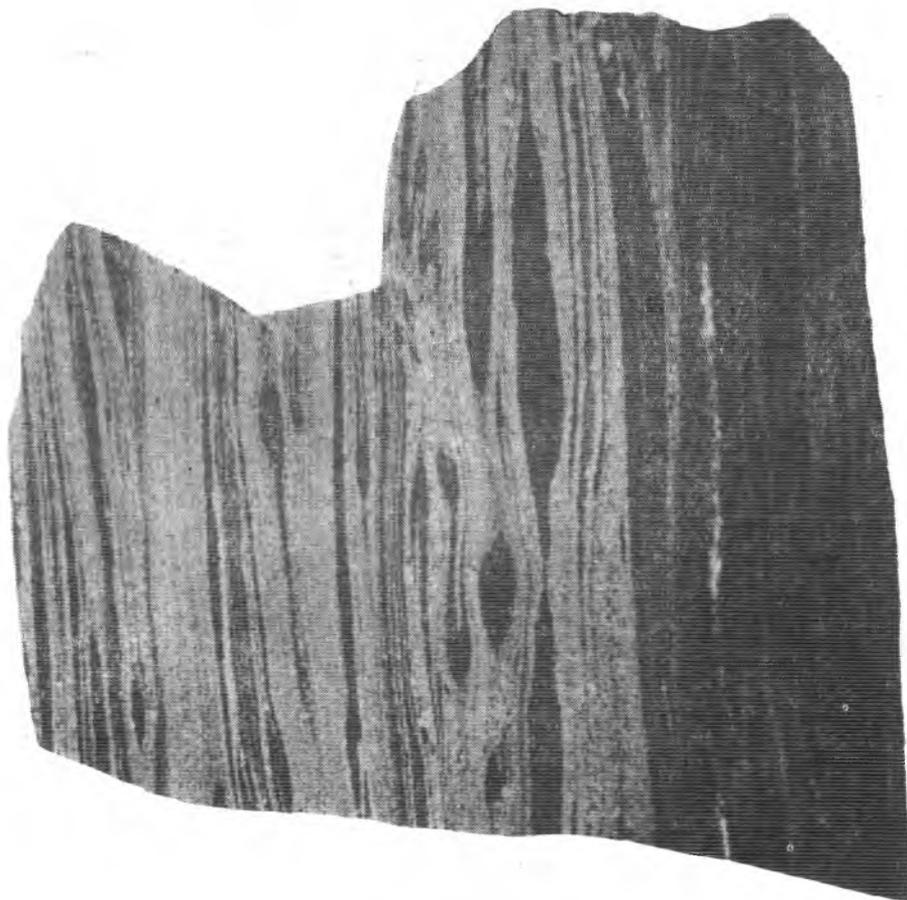


Рис. 8. Расплющенные микроскладки, местами с отчлененными от крыльев замками в гематито-магнетитовом кварците. Коробковское месторождение, рудник, горизонт — 125, заезд на полевую панель. Полированный штуф, натур. велич.

вплоть до полного пережима крыльев и расплющивания их замков (рис. 8). Часто к поверхностям сплюснутых крыльев таких складок приурочивается продольная трещиноватость, по которой проявляется относительное смещение блоков (рис. 7).

Естественным дальнейшим развитием складчатости гипогенного уплотнения и связанной с ней трещиноватости осевой поверхности является возникновение довольно крупных продольных разрывных нарушений, проявившихся в форме крутопадающих взбросо-сдвигов. Простираение их согласное с простираемостью осевых поверхностей складок. На Коробковском и Лебединском месторождениях некоторую часть этих нарушений

можно относить к типу межпластовых и внутривластовых разрывов, так как часто они связаны с контактами пород железорудной формации и вмещающих сланцевых толщ. Проявляются они здесь в виде зон смятия и перетиранья, а местами в виде узких зон своеобразной складчатости волочения в перемьятых сланцах. Кроме того, на этих же месторождениях наблюдаются продольные разрывы, которые пересекают железистые кварциты под разными углами к простиранию их слоистости. В таких случаях кроме смятия в сланцах в железистых кварцитах возникают зоны тектонических брекчий мощностью до 5—10 м и более.

По наблюдениям в подземных выработках указанных месторождений устанавливается, что эти нарушения имеют очень широкое распространение как в самих железистых кварцитах, так и во вмещающих их сланцевых толщах. По простиранию они прослеживаются на многие сотни метров. Амплитуда смещения блоков измеряется многими десятками и сотнями метров. По своему масштабу и характеру проявления эти нарушения имеют большое сходство с продольными нарушениями Кривого Рога [2].

Указанные нарушения пересекают и сильно осложняют строение крупных складчатых структур отдельных месторождений и всего Старооскольского рудного района. В результате совместного проявления складчатых и разрывных нарушений и образовался весьма сложного строения Старооскольский тектонический узел, в котором сложноскладчатые породы рудоносной толщи проявляются в виде линзоподобных блоков и массивов, представляющих смещенные друг относительно друга части крупных складчатых структур (см. рис. 1). Подобного строения тектонические узлы, по-видимому, широко распространены в геосинклинальных областях развития докембрийских железорудных формаций. На территории КМА они выявлены в Михайловском и Белгородском рудных районах. Их можно наблюдать в Кривом Роге, Карелии, на Кольском п-ове и др. Интересным примером подобного тектонического узла является складчато-блоковая структура месторождения Серро-Боливар в Венесуэле, описанная Рукмиком [20].

Возрастное положение продольных разрывов по отношению к складчатым структурам устанавливается довольно определенно: они пересекают последние под разными углами к простиранию крыльев складок; пересекают и связанную с ними сланцеватость. Однако они возникали, по-видимому, непосредственно за проявлением складчатости гипогенного уплотнения, так как в это время наряду с возникшими хрупкими деформациями еще продолжали проявляться и пластические, которые выразились в изгибании материала рудных прослоев и обволакивании им обломков раздробленных прослоев кварца. Метаморфогенный магнетит не несет никаких признаков деформации, что указывает на образование его (за счет тонкозернистого гематита) в процессе формирования продольных разрывов.

В породах железорудной формации широко распространены также диагональные по отношению к продольным разрывам трещины скальвания, возникшие почти одновременно с этими разрывами, так как нигде не установлено их взаимное пересечение.

Кроме того, на всех месторождениях Старооскольского рудного узла широко распространены крутопадающие трещины почти широтного простирания ($265—285^\circ$), которыми пересекаются как осевые поверхности и крылья складок, так и продольные разрывы и диагональные трещины скальвания. Они пересекают уже сформированные железистые кварциты. Характерная особенность этих трещин — крайне невыдержанное проявление их в пространстве: даже на сравнительно коротких отрезках часто изгибаются, разветвляются или вновь сходятся. Относительные перемещений блоков по ним почти не установлено. Как правило, к указанным

трещинам приурочены дайки лейкократовых микродиоритов и диорит-порфиритов. Контакты даек с вмещающими породами обычно неровные, зазубренные. Поэтому все трещины такого типа следует считать трещинами отрыва. Возникают они при последующих хрупких деформациях, проявляющихся в железистых кварцитах, когда железорудная толща уже значительно консолидировалась. После заполнения поперечных трещин отрыва (а частично также и диагональных трещин скальвания и продольных разрывов) и образования даек по ним происходили неоднократные продольные перемещения блоков, в результате чего в дайках возникли продольная сланцеватость и трещиноватость, обусловившие проявление в них и во вмещающих железистых кварцитах щелочноземельного и щелочного метасоматозов, на которых в данной статье мы останавливаться не будем.

Из изложенного можно сделать некоторые выводы.

До проявления метаморфизма первичные осадочные породы железорудной формации КМА относились к отложениям главным образом двух фаций: преобладающей окисной, представленной в средней части железорудной толщи и количественно подчиненной ей закисной (карбонатной) наблюдающейся в маломощных пачках краевых частей толщи. Между ними слабо проявляется переходная закисно-окисная фация.

Основная складчатость железорудной толщи является складчатостью пластического течения. Она проявилась как ранняя стадия тектонических деформаций, и с ней связано превращение главной массы первичных осадочных пород в яшмовидные микрокварциты.

Гематито-магнетитовые и магнетитовые кварциты, слагающие среднюю преобладающую часть железорудной формации, возникли в результате метаморфогенной перекристаллизации яшмовидных гематитовых микрокварцитов, которая сопровождалась частичным растворением и перераспределением кремнезема, а также локальным спрессовыванием пород и сжатием ранее возникших складок.

В породах железорудной формации Старооскольского рудного узла широко распространены продольные разрывные нарушения, параллельные осевым поверхностям складок, возникшие в результате дальнейшего развития складчатой структуры. Им сопутствуют диагональные трещины скальвания. Широко распространенные поперечные трещины отрыва с многочисленными дайками возникли значительно позднее в уже консолидированных железистых кварцитах.

Тектонические дислокации и метаморфизм развивались последовательно, в течение трех главнейших стадий и в определенной взаимосвязи друг с другом. К первой стадии мы относим проявление основной складчатости пластического течения и связанный с ней низкотемпературный метаморфизм, преобразовавший первичноосадочные кремнисто-железистые породы в основном в яшмовидные гематитовые микрокварциты. Во вторую стадию возникли наложенная складчатость уплотнения, сланцеватость, продольные разрывы и произошли метаморфогенные превращения яшмовидных микрокварцитов в железистые гематито-магнетитовые и магнетитовые кварциты. В эту стадию наряду с пластической проявилась и хрупкая деформация. Наконец, в третью стадию проявилась главным образом хрупкая деформация, выразившаяся в возникновении поперечных трещин отрыва и повторных движениях по ним, а также по продольным разрывам и трещинам скальвания. В связи с этим проявился щелочноземельный и щелочной метасоматоз, преобразовавший некоторую часть железистых кварцитов в карбонатные, куммингтонитовые, щелочноамфиболовые и др.

Литература

1. Баженов И. К., Берзин А. П., Индукаев Ю. В.—Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геолуправл., 1959, 4, 46—56.
2. Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. В.—В кн.: Геол. строение и железные руды Криворожского бассейна. Геолтехиздат, М., 1957, 81—87.
3. Бриджмен П.—Успехи физ. наук., 1947, 31, в 1, 2, 3.
4. Гершойг Ю. Г.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 8, 45—60.
5. Делицин И. С., Розанов Ю. А.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, 7.
6. Егоров А. С.—В кн.: Вопросы разработки месторождений Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР, М., 1961.
7. Егоров А. С.—ДАН СССР, 1962, 147, 4.
8. Егоров А. С.—ДАН СССР, 1966, 169, 6.
9. Коржинский Д. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1963, 3.
10. Корренс К.—В кн.: Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии, 45, 2. ИЛ, М., 1950.
11. Музылев С. А.—В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, М., 1937.
12. Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, М., 1963.
13. Соболев В. С.—В кн.: Физ.-хим. проблемы формирования пород и руд. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.
14. Страхов Н. М.—В кн.: Труды ИГН АН СССР, 73. Изд-во АН СССР, М., 1947.
15. Хитаров Н. И.—В кн.: Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, в. 2. Изд-во АН СССР, М., 1953.
16. Ходак Ю. А.—В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1961, 196—210.
17. Griggs D.—Bull. Geol. Soc. Am., 1940, 51, 7.
18. Jones H. C.—Geol. Surv. India, 1934, 63.
19. Kennedy G. C.—Econ. Geol., 1950, 45, 7.
20. Spenser E. G., Percival F. G.—Econ. Geol., 1952, 47, 4.

О МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ БЕЛОЗЕРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА)

Н. А. КОРНИЛОВ

Институт минеральных ресурсов
Министерства геологии УССР

Железистые кварциты (или роговики) докембрия — породы метаморфические. Признаки первичноосадочного и диагенетического происхождения, повсеместно наблюдающиеся в этих породах в виде полосчатости, являются реликтивными, сохранившимися при метаморфизме. Поэтому одним из главнейших направлений исследования железисто-кремнистых пород докембрия должно быть изучение их метаморфической перекристаллизации.

Метаморфизм кварцитов происходил, как теперь считает большинство исследователей [17, 2, 3, 18, 11 и др.] в процессе складкообразования и, в меньшей мере, под влиянием более поздних гранитных интрузий и дислокаций. О направлении действовавших при складкообразовании сил можно судить, во-первых, на основании исследования визуально наблюдаемых структурных особенностей кварцитов, во-вторых, с помощью микроструктурного анализа.

Первое детальное исследование мелких и крупных пликативных и дизъюнктивных нарушений в железистых породах Кривого Рога проведено Н. П. Семененко [16]. В дальнейшем вопросы изучения структурных

особенностей железистых докембрийских пород все время находились в центре внимания исследователей Кривого Рога [1]. Можно сказать без преувеличения, что Кривой Рог явился школой и творческой лабораторией для многих исследователей геолого-структурного направления. Микроструктурный анализ впервые применен к железистым породам Криворожского железорудного бассейна М. П. Кулишовым [14]. Вопросы микроструктурного анализа некоторых пород Кривого Рога рассматривал позднее Н. А. Елисеев [11]. Следует подчеркнуть, что как в Кривом Роге, так и в КМА [6] структурные и микроструктурные исследования железистых пород проводились исключительно на естественных или искусственных обнажениях горных пород. Обычно считается, что подобные исследования нельзя проводить для железисто-кремнистых формаций, погребенных под осадочными породами и разведанных только буровыми скважинами, из-за сложности ориентировки керна и невозможности взятия ориентированных шлифов. Такое мнение нельзя признать вполне правильным, по крайней мере по отношению к районам со сравнительно простым геологическим строением.

Мы попытались применить структурный и микроструктурный анализы для выяснения особенностей перекристаллизации неокисленных железистых кварцитов Белозерского района, а также для приближенного определения количества и направления дислокаций, действующих при метаморфизме.

Железисто-кремнистая формация Белозерского района погребена под осадочными породами мелового — четвертичного возраста, которые имеют мощность около 200—300 м. Породы формации образуют крупный синклиниорий, вытянутый в меридиональном направлении и возникший на месте интрагеосинклинали обширной геосинклинальной области Большого Кривого Рога [12]. В пределах района известны три месторождения богатых железных руд, связанные пространственно с железистыми кварцитами и сланцами средней подсветы белозерской серии [5]. Железистые кварциты в местах залегания многочисленных рудных тел обычно окислены на всю мощность горизонта. Однако в ряде мест, где гипергенных руд нет, сохранились участки неокисленных кварцитов. В центральной части района кварциты участвуют в строении крупной Южно-Белозерской синклинали, опрокинутой на запад. В западном, а также в значительной части восточного крыла синклинали железистые породы имеют крутое падение и близкое к моноклиналильному залегание. Разведка железистых пород и залегающих в них рудных тел проводилась круто наклоненными скважинами, задаваемыми по профилям, отстоящим друг от друга на 100—300 м. Угол встречи скважин с кварцитами обычно небольшой, измеряющийся единицами и первыми десятками градусов. Учитывая общую структуру района, а также одинаковое направление падения полосчатости на весьма значительных интервалах, можно приближенно ориентировать образцы керна согласно простиранию пород (рис. 1, ось a').

При исследовании неокисленных железистых кварцитов, главным образом из северной части Переверзевского месторождения, мы обратили внимание на наличие в этих породах ряда структурных элементов, позволяющих сделать заключение о направлении дислокаций при метаморфизме, а также отобрать ориентированные шлифы. К таким элементам относятся оси складок, будины, штриховатость.

О с и с к л а д о к. В керне нередко встречаются мелкие складки. Обычно оси складок имеют весьма крутое падение, совпадающее с общим падением полосчатости кварцитов (рис. 1).

Б у д и н ы также можно нередко встретить в керне. Будинажу подвергаются только нерудные (существенно кварцевые) прослои кварцитов, тогда как рудные (карбонатно-магнетитовые) прослои обтекают

их. Короткая ось будин располагается, как правило, в направлении простираия кварцитов, а длинная — в направлении падения (рис. 1, 3). Следует подчеркнуть, что в кварцитах нередко отмечаются пережимы рудных прослоев в направлении простираия, соответствующие как-бы начальному этапу образования будин.

Штриховатость на границе раздела рудных и нерудных прослоев и в рудных прослоях. При раскалывании керна на границе рудных и нерудных прослоев в первых наблюдается тонкая штриховатость, обусловленная наличием тончайших хребтиков, вытянутых в направлении падения кварцитов (см. рис. 1). Появление штриховатости можно объяснить микрофрировкой более податливых тончайших рудных слоев, слагающих рудные прослои. Это явление до некоторой степени аналогично гофрировке в сланцах Алтая, описанной Н. А. Елисеевым [8], или «швам залечивания», описанным для роговиков Кривого Рога Н. П. Семененко [16].

Последний из указанных авторов пишет: «Иногда в отдельных прослоях роговиков, в связи с растяжением по трещинам кливажа, происходит вдавливание и выполнение их сланцевым и рудным мягким веществом соседнего слоя, что и создает на плоскостях наслаивания борозчатость».

Рассмотренные структурные элементы кварцитов между собой взаимно связаны. Так, штриховатость располагается параллельно осям складок и длинным осям будин (см. рис. 1). Все отмеченные особенности свидетельствуют о проявлении в районе тектонических подвижек в субгоризонтальном направлении.

Кроме этих структурных элементов в кернах наблюдаются и другие элементы, свидетельствующие о проявлении подвижек субвертикального направления. К ним можно отнести сравнительно редко встречающиеся будины, у которых короткие оси направлены по падению пород, а длинные — по простираию. Рассматривая будины как «сверхиндивиды» в понимании Ферберна [19], можно считать, что такое их положение указывает на субвертикальное направление дислокаций. Другими элементами являются трещины разрыва нерудных прослоев, располагающиеся почти нормально к направлению падения кварцитов (см. рис. 1). В результате заполнения трещин магнизиально-железистым карбонатом (иногда вместе с другими минералами) возникает весьма любопытная лестничная текстура железистых кварцитов (рис. 1, 2). В процессе растягивания кварцитов в направлении их падения разрывались не только нерудные прослои, но и будины (рис. 3) при сохранении целостности рудного прослоя, который в это время пластически течет. Иногда в рудном прослое наблюдается разрыв отдельных тончайших магнетитовых слоев, которые оказываются менее неподатливыми, чем карбонатные слои (рис. 3).

Анализ всех структурных элементов, наблюдающихся в неокисленных железистых кварцитах Белозерского района, показывает, что на глубинах обозримого залегания железных руд (т. е. первых километров) проявлялись тектонические подвижки двух главнейших направлений —

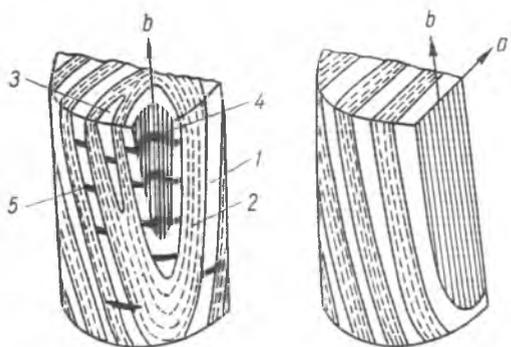


Рис. 1. Схема структурных элементов в кернах неокисленных железистых кварцитов Белозерского района:

1 — нерудные прослои, 2 — рудные прослои, 3 — будины, 4 — штриховатость в рудных прослоях вблизи их контакта с нерудными прослоями, 5 — трещины разрыва, выполненные карбонатом.

b — ось тектонита, *a'* — простираие кварцитов.

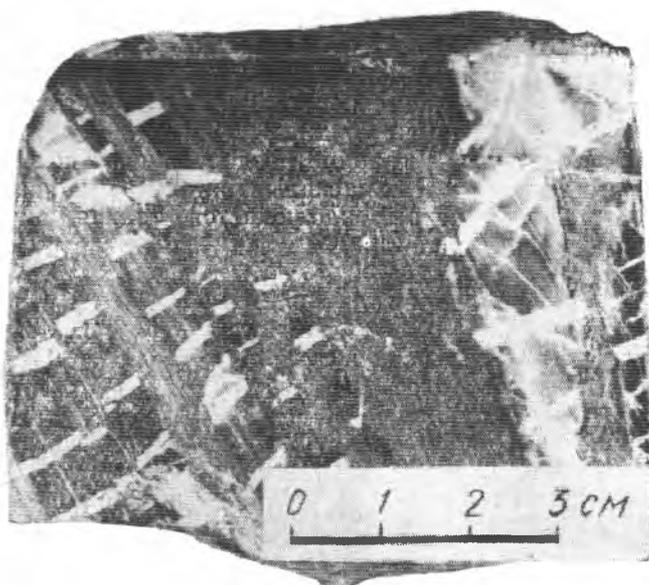


Рис. 2. Лестничная текстура неокисленного железистого кварцита. Нерудные (существенно кварцевые) прослойки разрываются и трещины разрыва выполняются карбонатом (белое). Рудные прослойки растягиваются без разрыва. Полированный штуф. Натур. велич.

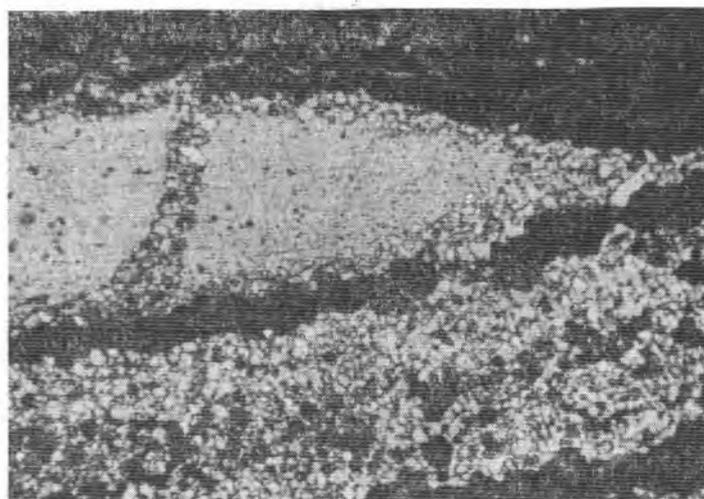


Рис. 3. Разрыв кварцевой будины и (в одном месте) магнетитового слоя. Светлый с высоким рельефом — карбонат. Шлиф в проходящем свете, ув. 20.

субгоризонтального и субвертикального. Подвижки субгоризонтального направления были значительно более интенсивными, так как тогда же происходило формирование микроскладок, штриховатости и большей части будин. Эти подвижки были, несомненно, более ранними, чем подвижки субвертикального направления, ибо и рудные, и нерудные прослойки были высоко компетентными и способными к пластическому течению. При субвертикальных подвижках нерудные прослойки,

а частично и магнетитовые слои рудных прослоев утратили свою неподатливость и разрывались с образованием лестничных текстур. Учитывая общее строение района, можно высказать предположение о том, что субгоризонтальные подвижки были синхронны со складчатыми движениями, обусловившими образование основных структур Белозерского синклинория, а точнее, были составной частью этих движений. Что касается субвертикальных подвижек, то их можно отнести ко времени воздымания обширной геосинклинальной области Большого Кривого Рога, в состав которой входила Белозерская интрагеосинклиналь [19].

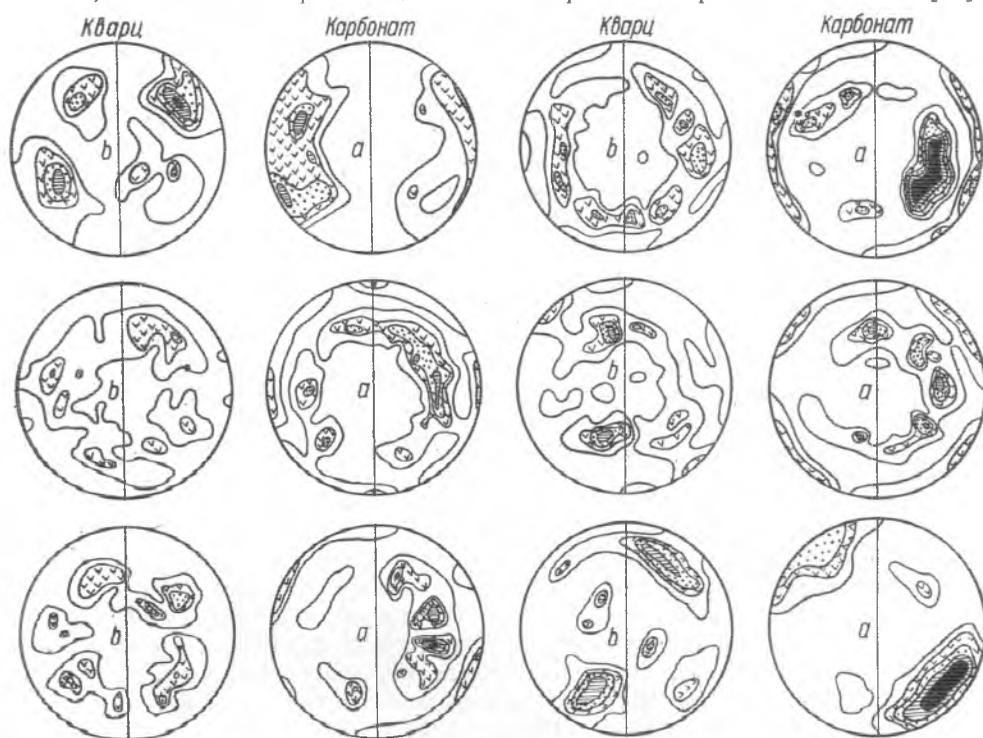


Рис. 4. Микроструктурные диаграммы по кварцу и карбонату неокисленных железистых кварцитов.

Для подтверждения отмеченных заключений, а также для выяснения главных особенностей метаморфической перекристаллизации кварцитов были составлены микроструктурные диаграммы по специально отобранному ориентированному шлифам. Шлифы отбирались с привязкой к структурным элементам, наблюдающимся в керне и описанным нами в этой статье ранее. Известно [10, 19 и др.], что ось *b* тектонита совпадает по направлению с осями складок, если порода не подверглась позднейшим интенсивным дислокациям. В нашем случае направление осей складок совпадает с направлением штриховатости, которая является очень удобным элементом для привязки ориентированных шлифов. Нормально к штриховатости на керне цветным карандашом намечали плоскость, вдоль которой с помощью алмазной пилы выпиливали пластинку кварцита. На пластинке в соответствии с рис. 1 стрелкой отмечали направление простирания кварцита; стрелку затем переносили на предметное стекло шлифа.

На диаграммах, составленных отдельно для кварца и карбоната,* нанесено по 250 тройных осей того и другого минералов (рис. 4).

* При составлении диаграмм нам большую помощь оказала инженер В. Н. Метик.

Следует подчеркнуть, что замеры по кварцу и карбонату производили в одном и том же шлифе, вследствие этого диаграммы на рис. 4 расположены попарно для удобства сравнения. Вертикальная линия на диаграммах соответствует простиранию пород.

При рассмотрении диаграмм можно заметить следующие общие особенности их. Во-первых, отмечается значительное сходство между диаграммами, составленными по шлифам из кернов различных скважин, глубин и участков. Во-вторых, диаграммы по кварцу значительно более сложные, чем диаграммы по карбонату. На первых наблюдается несколько (от 3 до 5 и более) максимумов, располагающихся в промежутке между плоскостью диаграммы и осью b и образующих на некоторых диаграммах (два, три, четыре) подобие пояса. На большинстве диаграмм максимумы тройных осей кварца располагаются симметрично или почти симметрично относительно оси b тектонита. Расшифровка диаграмм кварца, имеющих значительное количество максимумов, вызывает большие трудности. Среди установленных к настоящему времени 12 типов ориентировки кварца в тектонитах [9, 19] мы не находим аналогов нашим диаграммам, более сложным. Ближе всего к ним двухполюсные диаграммы типа d , приводящиеся у Ферберна [19]. Можно предположить, что, как и в Кривом Роге [14], сложный характер диаграмм по кварцу обусловлен неоднократной сменой направления деформаций с сохранением остаточной ориентировки кварца. В частности, узор первых трех диаграмм можно представить себе как комбинацию двух двухполюсных диаграмм типа d [19].

Диаграммы, составленные по карбонату (см. рис. 4), значительно проще. На некоторых из них как будто «наследуются» очень слабые проявления особенностей ориентировки кварца. В то же время, на большинстве диаграмм отчетливо вырисовывается один расплывчатый интенсивный максимум, располагающийся в общем недалеко от нормали к плоскостности кварцита. Такая ориентировка карбоната позволяет отнести кварциты с известной долей приближения к неясно выраженным S-тектонитам [10 и др.], учитывая, что дифференциальные движения в зернах карбоната происходили параллельно базопинакoidу. Конечно, это относится лишь ко времени перекристаллизации карбоната.

Сопоставляя характер микроструктурных диаграмм со структурными элементами кварцитов, можно отметить, что особенности ориентировки кварца обусловлены, вероятно, субгоризонтальными подвижками, тогда как при подвижках, направленных по падению пород, кварц уже утратил свою компетентность. По-видимому, в это время он почти не подвергался перекристаллизации. Более простая ориентировка карбоната обусловлена, очевидно, более поздней перекристаллизацией этого минерала при субвертикальных подвижках. Такая трактовка микроструктурных диаграмм опирается на данные структурного изучения кварцитов и кажется нам наиболее правдоподобной. Она предполагает наличие в Белозерском районе не менее трех фаз тектогенеза, из которых только одна — заключительная и наименее интенсивная — проявилась в направлении падения кварцитов.

При микроскопическом исследовании кварцитов обращают на себя внимание совершенно различные структурные и минеральные особенности рудных и нерудных прослоев. Последние сложены почти одним кварцем, имеющим обычно гранобластовую или, как ее часто называют, мостовую структуру. Размеры зерен такого кварца обычно измеряются первыми сотыми долями миллиметра. Микроструктурный анализ проводился по этому кварцу, который, как видно из диаграмм (см. рис. 4), имеет закономерную ориентировку, т. е. перекристаллизованный. В зернах рассматриваемого кварца иногда наблюдаются включения мельчайших зерен карбоната и рудного минерала, размеры которых измеряются

первыми тысячными долями миллиметра, т. е. примерно в десять раз меньше размеров зерен кварца. Весьма интересной особенностью кварцитов является наличие в них нередко наблюдающихся нерудных прослоев красноватого цвета в так называемых краснополосчатых кварцитах. Под микроскопом видно, что красный цвет этих прослоев обусловлен мельчайшими табличками гематита, тесно сросшимися с такими же мелкими зернами кварца. Размер зерен того и другого минерала не превышает первых тысячных долей миллиметра, вследствие чего использовать микроструктурный анализ для выяснения характера ориентировки кварца невозможно. При изучении прозрачных и полированных шлифов наблюдается любопытная картина перекристаллизации тонкозернистых нерудных прослоев в более крупнозернистые; при этом размер зерна кварца увеличивается на порядок, до первых сотых долей миллиметра.

Процесс перекристаллизации осуществлялся различными путями. В ряде случаев при увеличении размеров зерен кварца таблички гематита остаются рассеянными среди кварца и включенными в его зерна. Такую особенность для Кривого Рога хорошо подметил П. П. Пятницкий [15], который писал: «Красные кварцевые прослои содержат массу кроваво-красных зернышек гематита, которые рассеяны более или менее равномерно и независимо от кварца, не образуя скоплений между его зернами, производя впечатление как если бы они все присутствовали в их настоящем положении до того, как кремнезем начал раскристаллизовываться». В других случаях, при более интенсивном метаморфизме, исчезают мельчайшие таблички гематита и возникают на их месте более крупные зерна магнетита, в которые как-бы стягивается железо гематита (рис. 5). Гематитовый микрокварцит сохраняется в виде неправильных по форме участков среди более крупнозернистого кварца с магнетитом. Макроскопически указанный процесс перекристаллизации сопровождается обесцвечиванием краснополосчатых кварцитов и превращением их в обычные карбонатно-магнетитовые кварциты. По-видимому, в связи с отмеченной перекристаллизацией не удастся выделить краснополосчатые кварциты в самостоятельный стратиграфический подгоризонт.

Обращает на себя внимание значительное сходство округленных выделений чистого кварца с ядрами магнетита (рис. 5) с так называемыми сферолитовыми структурами гематитовых яшм (джеспилитов) округа Сингхбум в Индии, описанными Е. Спенсером и Ф. Персивелом [24]. Указанные авторы связывают образование сферолитов (с ядрами мартита) и яшм с процессом «постепенной усадки коллоидального кремнисто-железистого окисного геля», т. е. считают их первичными образованиями, сохранившимися при метаморфизме. Это объяснение нельзя применить к описанным нами округлым кварцево-магнетитовым образованиям. Во-первых, при микроскопических исследованиях отчетливо видно, что они наблюдаются на контакте тонкозернистого гематитового кварцита (с более крупнозернистым кварцитом) с магнетитом и постепенно переходят в последний, как бы сливаясь с ним. Во-вторых, эти образования в принципе аналогичны метабластам рудных минералов с кварцевыми двориками, которые часто наблюдаются в метаморфических породах и которым приписывается метаморфическое происхождение [21 и др.]. Наконец, перекристаллизация гематитовых микрокварцитов в более крупнозернистые магнетитовые кварциты является, по-видимому, довольно распространенным процессом в железисто-кремнистых породах докембрия. В последнее время указанный процесс детально описан А. С. Егоровым [6] для некоторых районов КМА. Перекристаллизация краснополосчатых роговиков с тонкозернистым гематитом в магнетитовые роговики отмечена и для Кривого Рога*.

* См. статью Ю. Г. Гершойга в настоящем сборнике.

Приведенные данные позволяют рассматривать округлые кварцево-магнетитовые образования в краснополосчатых кварцитах как продукт начальной метаморфической перекристаллизации тонкозернистых неруд-

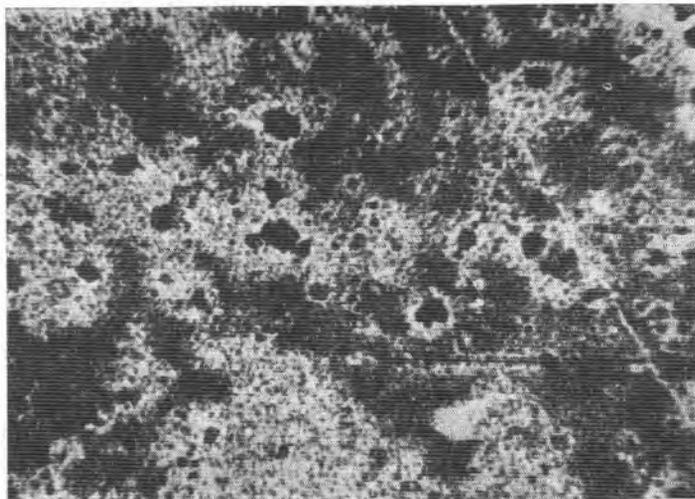


Рис. 5. Перекристаллизация тонкозернистого гематито-кварцевого прослая краснополосчатых кварцитов (темные пятна) в более крупнозернистый магнетито-кварцевый агрегат. На фото хорошо видны новообразованные кристаллы магнетита, окруженные светлой каемкой перекристаллизованного кварца. Шлиф, в проходящем свете, ув. 90.

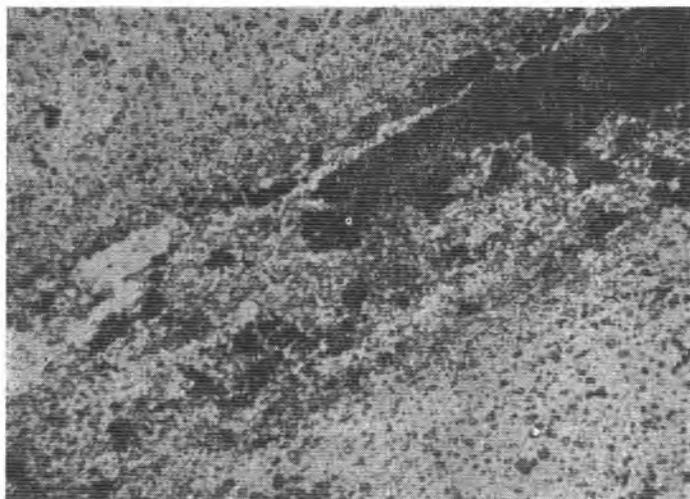


Рис. 6. Замещение магнетита (черный) карбонатом и кварцем (светло-серое) в рудном прослое кварцитов. Шлиф, в проходящем свете, ув. 20.

ных прослоев с гематитом. По-видимому, такое же происхождение имеют и сферолитовые образования, описанные Спенсером и Персивелом, учитывая, что джеспилиты Индии, как отмечают эти авторы, подвергались во многих случаях интенсивному складкообразованию, а следовательно, и метаморфизму.

В рудных прослоях описываемых нами кварцитов, в отличие от нерудных, концентрируется, во-первых, основная масса карбоната и магнетита кварцитов и, во-вторых, зерна этих минералов здесь значительно крупнее (0,05—0,2 мм), чем в промежуточных, нерудных прослоях. Кроме карбоната и магнетита в рудных прослоях часто содержится кварц, зерна которого здесь также более крупные и обычно соизмеримы с зернами карбоната и магнетита. Микроструктурные диаграммы, приведенные на рис. 4, мы составляли по карбонату рудных прослоев кварцитов. Закономерная ориентировка этого минерала на диаграммах свидетельствует о том, что минералы рудных прослоев также испытали метаморфическую перекристаллизацию.

В рудных прослоях нередко наблюдается замещение магнетита карбонатом. Темные магнетитовые прослой разъедаются при этом магнетитом-железистым карбонатом по простиранию прослоев, что хорошо видно также под микроскопом (рис. 6). Интересно отметить, что незамещенный магнетит прорастает при этом гипогенным мартитом, а железистость карбоната возрастает в местах замещения им магнетита примерно на 20%. Указанные соотношения можно объяснить реакцией



Обратных переходов, указывающих на замещение карбоната магнетитом, мы не встречали.

Так как в рассмотренных кварцитах спорадически встречается хлорит (афросидерит), можно считать, что метаморфическая перекристаллизация пород происходила в условиях фации зеленых сланцев или в пределах хлоритовой зоны метаморфизма железистых кварцитов [22]. Кроме хлорита в указанных кварцитах довольно широко развит хлоритоид, который иногда вместе с карбонатом замещает магнетит в рудных прослоях. Таблички хлоритоида с характерными полисинтетическими двойниками обычно развиваются по карбонату, кварцу или магнетиту в кварцитах, подвергавшихся карбонатизации. Кроме хлоритоида в отдельных случаях встречен стильпомелан, имеющий форму табличек, прорастающих карбонат.

В пределах Западного участка Белозерского района среди амфиболитов наблюдаются прослой амфиболо-магнетитовых кварцитов, перекристаллизация которых осуществлялась уже в условиях амфиболитовой фации. Нерудные, кварцевые прослой кварцитов имеют сахаровидный облик, обусловленный увеличением размеров зерен до первых десятых и даже до 0,5—1 мм. Амфибол по оптическим свойствам ($N_g = 1,683$, $N_p = 1,654$, $cNg = 16^\circ$; плеохронизм: N_g — сине-зеленый, N_m — оливково-зеленый, N_p — светло-желтый) относится к сине-зеленой роговой обманке ряда тремолит-ферротремолит, что подтверждается данными химических анализов. Кроме роговой обманки в кварцитах наблюдаются кальцит ($N_0 = 1,658$) и гранат ($N = 1,810$), близкий к альмандину, кроме того, некоторые исследователи отмечают наличие пироксена.

Рассматривая перекристаллизацию железистых кварцитов Белозерского района в более общем плане, следует подчеркнуть, что характерной ее особенностью является увеличение размеров зерен кварца с повышением степени метаморфизма. Подобная особенность отмечена и для многих других районов мира. Так, С. А. Тайлер [25] отмечает для районов Верхнего озера: «Хотя черт (кварц нерудных прослоев — Н. К.) является мелкозернистым в первоначальной железистой формации, размер его зерен быстро увеличивается в зависимости от степени метаморфизма. На грюнеритовой стадии он часто достигает размера зерен сахара и обычно называется «сахарным кварцем». Х. Л. Джеймс [22] для Северного Мичигана также отмечает, что «...простое возрастание

размеров зерна — очевидный эффект проявления метаморфического воздействия на породы железорудной формации, и в некоторых случаях это является единственным изменением». Д. С. Рукмик [23] для железисто-кремнистой формации Иматака в Венесуэле отмечает: «От северо-запада... к северо-востоку появляется региональная тенденция возрастания размера зерна в железистой формации, сопровождаемая с очевидностью возрастанием степени метаморфизма в ассоциирующих породах». Не останавливаясь на других примерах, отметим лишь, что с неравномерным проявлением метаморфизма и соответственно с неравномерной зернистостью железисто-кремнистых пород во многих районах связываются закономерности размещения богатых гематитовых руд в железисто-кремнистых формациях. Х. Л. Джеймс в работе [22] приводит любопытные данные, из которых видно, что в районе Северного Мичигана наиболее крупные месторождения богатых гематитовых руд приурочены к хлоритовой и меньшей степени биотитовой зонам метаморфизма и почти совершенно их нет в породах гранатовой, ставролитовой и в зонах еще более высокого метаморфизма. Д. С. Рукмик также отмечает, что в районе Серро-Боливар в Венесуэле «мелкозернистые выходы являются более глубоко выветренными, чем грубозернистые в такой же области». Наконец, в КМА, по данным С. И. Чайкина [20], «в железистых кварцитах более высокой степени метаморфизма процессы рудообразования (гипергенного — *H. K.*) выражены заметно слабее, чем на слабо метаморфизованных разностях».

Рассматривая с изложенных позиций закономерности размещения богатых гематитовых руд в Белозерском районе, можно считать, что отсутствие их в Западном участке объясняется высокой степенью метаморфизма и значительной крупностью зерна железисто-кремнистых пород. Этим же можно объяснить сравнительно небольшое развитие гематитовых руд на Северо-Белозерском месторождении, где интенсивно проявились процессы щелочного, карбонатного и других метасоматозов, сопровождавшиеся возрастанием размеров зерна минералов. Любопытно подчеркнуть, что в этом месторождении значительная часть руд образовалась при оруденении сланцев. В пределах Южно-Белозерского месторождения неравномерный и часто многопластовый характер оруденения также можно объяснить в какой-то степени влиянием неравномерного проявления метаморфизма в период, предшествующий развитию зон окисления, хотя здесь нельзя отрицать и важного значения дорудной трещинной тектоники*.

Характер микроскладчатости и микроструктурные диаграммы (рис. 4) свидетельствуют о том, что тектонические подвижки, вызвавшие метаморфизм и перекристаллизацию кварца, проходили в основном в двух взаимно перпендикулярных субгоризонтальных направлениях. Имеющиеся данные не позволяют определить направление этих подвижек и последовательность их проявления. Можно лишь предположить, что, как и в Кривом Роге [2, 17], эти подвижки обусловили, во-первых, возникновение субмеридиональных складчатых структур и, во-вторых, образование поперечных широтных дислокаций, наиболее отчетливо представленных флексуобразным перегибом в северной части Переверзевского месторождения. С поперечными дислокациями железисто-кремнистых пород связано, вероятно, как и в Кривом Роге [2], внезапное резкое увеличение мощности залежей богатых гематитовых руд в отдельных профилях, создающее впечатление штокообразной и столбообразной форм.

Весьма интересен вопрос о связи метаморфической перекристаллиза-

* Почти полное отсутствие богатых гематитовых руд в призматической части и восточном крыле Южно-Белозерской синклинали также можно объяснить более интенсивной перекристаллизацией кварцитов в участках развития сложноскладчатых структур.

ции железистых кварцитов с образованием гипогенных железных руд. В последнее время этот вопрос детально рассматривается в работах Я. Н. Белевцева [4], А. С. Егорова [7] и других авторов. При исследовании неокисленных железистых кварцитов Белозерского района мы встретили в них некоторые, правда, незначительные по масштабам проявления метаморфогенного рудообразования. Эти проявления выражены, в частности, в наблюдающемся иногда резком (в 6—10 раз) увеличении мощности рудных прослоев в местах интенсивного проявле-



Рис. 7. Увеличение мощности рудного прослоя в месте интенсивного проявления будинажа. Фото образца керна, ум. 2.

ния будинажа (рис. 7), а также в появлении в неокисленных кварцитах прослоев магнетитовых, в той или иной степени мартитизированных и гетитизированных руд (север Переверзевского месторождения, Западный участок). Более значительные по мощности прослои гипогенных карбонатно-гематито-магнетитовых руд встречены некоторыми скважинами в зонах щелочного и других метасоматозов на Северо-Белозерском месторождении.

Незначительные проявления гипогенного рудообразования в неокисленных железистых кварцитах Белозерского района, по нашему мнению, не свидетельствуют в пользу незначительного проявления этого процесса при метаморфизме. Необходимо учитывать, что линейные глубинные зоны окисления, к которым приурочены крупные залежи богатых гематитовых руд, были, несомненно, ослабленными и при метаморфической перекристаллизации кварцитов. Можно предполагать, что именно в указанных зонах условия для проявления метаморфогенного рудообразования были наиболее благоприятными. Прошедшие затем процессы окисления, а также более поздние явления перекристаллизации рыхлых руд под влиянием тектонического сжатия [13] сильно изменили структурно-текстурные особенности руд, вследствие чего выявление истинной роли метаморфизма в рудообразовании встречает значительные трудности. Об участии метаморфизма в образовании некоторой части плотных гематитовых руд Белозерского района могут свидетельствовать следующие факты, встреченные нами при полевых и минераграфических исследованиях руд: 1) постепенное изменение текстурных особенностей кварцитов в контактных зонах при переходе их к полосчатой руде, 2) наличие в полосчатой руде складок, оси которых, как и в неокислен-

ных кварцитах, имеют субвертикальное падение, 3) секущие контакты полосчатой гематитовой руды с кварцитами; руда как-бы «срезает» складчатые текстуры кварцитов. 4) секущие мартитовые жилки с явлениями метасоматического замещения кварца в контактах с окисленными кварцитами, 5) приуроченность к контактными зонам рудных тел кварцевых гидротермальных жил, подвергшихся выщелачиванию и окраскованную в процессе гипергенного рудообразования, 6) наличие в полосчатых рудах с частично мартитизированным магнетитом реликтовых текстур метаморфической перекристаллизации и дифференциации (серпообразные, линзообразные и другие «обрывки» прослоев кварца и др.), 7) оруденелые брекчии с мартитовым цементом, 8) совершенная идентичность некоторых структур полосчатой мартитовой руды со структурами метаморфических магнетитовых руд Северо-Белозерского месторождения и Кривого Рога.

Не останавливаясь на подробном рассмотрении отмеченных признаков гипогенного рудообразования в богатых гематитовых рудах (это мы сделаем в специальной статье), отметим лишь, что эти признаки наблюдаются в Белозерских месторождениях далеко не повсеместно. Наиболее четко они выражены в рудах из призмковой части Южно-Белозерской синклинали. В районе указанных профилей наблюдается общее увеличение мощности горизонта железистых кварцитов (от 250—270 до 290—330 м), что можно связать с привнесом вещества при метаморфизме. Именно сюда должны были «выжиматься» при метаморфизме и массы рудного материала. Железо в процессе метаморфизма здесь могло концентрироваться, по данным Я. Н. Белевцева [4] и А. С. Егорова [7], как при скоплении его в призмковой части синклинали в связи с проявлением главной складчатости пластического течения, так и благодаря обогащению кварцитов этим элементом в связи с их уплотнением и гипогенным выщелачиванием кремнезема. Метаморфические руды подверглись затем интенсивному окислению в образовавшихся позднее линейных глубинных трещинных зонах.

Суммируя приведенные данные о метаморфической перекристаллизации железистых кварцитов, можно сделать следующие выводы.

1. Все нерудные (по-видимому, и рудные) минералы железистых кварцитов размером в первые сотые доли миллиметра и выше, т. е. практически все минералы карбонатно-магнетитовых кварцитов, имеют закономерную ориентировку, обусловленную метаморфической перекристаллизацией в условиях фации зеленых сланцев.

2. В ориентировке кварца и карбоната (очевидно, и рудных минералов) запечатлена история геологического развития региона. В частности, в Белозерском районе, по данным структурного и микроструктурного изучения железистых кварцитов, намечается не менее трех фаз тектогенеза, из которых наиболее ранние и интенсивные проявились в субгоризонтальном направлении, а заключительная — в субвертикальном.

3. В процессе перекристаллизации нерудных прослоев краснополосчатых кварцитов происходило укрупнение мельчайших зерен кварца примерно на порядок, до сотых долей миллиметра, при одновременной собирательной перекристаллизации мельчайших табличек гематита в более крупные зерна магнетита.

При перекристаллизации более крупнозернистых рудных прослоев отмечается замещение магнетита магнезиально-железистым карбонатом, сопровождающееся возрастанием железистости последнего и одновременной гипогенной мартитизацией незамещенного магнетита, что объясняется повышением парциального давления углекислоты. Признаков обратного замещения карбоната магнетитом не встречено.

Широкое проявление метаморфической перекристаллизации желе-

зистых кварцитов в условиях фации зеленых сланцев свидетельствует о необходимости критического пересмотра различных схем литологической зональности, основанных только на наличии в кварцитах тех или иных рудных минералов и не учитывающих взаимных замещений этих минералов при метаморфизме.

4. Перекристаллизация железистых кварцитов в роговообманково-магнетитовые кварциты, происходившая в условиях амфиболитовой фации и сопровождавшаяся значительным изменением химического состава (выносом углекислоты, привнесом воды и, может быть, кальция), обусловила дальнейшее увеличение размера зерен кварца в нерудных прослоях примерно на порядок, до десятых долей миллиметра.

5. Изучение метаморфической перекристаллизации железистых кварцитов позволяет по-новому рассмотреть закономерности локализации богатых гипогенных и гипергенных руд в Белозерском железорудном районе. Наиболее интенсивного проявления метаморфогенного рудообразования следует ожидать в сложноскладчатых структурах и, в частности, в призмковой части Южно-Белозерской синклинали, что подтверждается обнаружением в богатых гематитовых рудах из этой части ряда признаков проявления гипогенной концентрации железа. Локализация богатых гематитовых руд линейных глубинных зон окисления определяется обратной зависимостью от интенсивности перекристаллизации железистых кварцитов и, например, от крупности зерен породообразующего кварца. Основываясь на закономерностях, выявленных в других районах (КМА, Верхнее озеро в США, Венесуэла и др.), можно считать, что более крупнозернистые кварциты были менее благоприятны для развития линейных и площадных зон окисления и связанных с ними богатых гематитовых руд. С изложенных позиций можно объяснить отсутствие богатых гематитовых руд в пределах Западного участка Белозерского района, сравнительно небольшое развитие руд на Северо-Белозерском месторождении, а также сложный, часто многопластовый характер подобного оруденения на Южно-Белозерском и Переверзевском месторождениях, хотя в последних важную роль при локализации руд играла и дорудная трещинная тектоника.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н., Каршенбаум А. П. и др. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, 2. Изд-во АН УССР, К., 1953.
2. Белевцев Я. Н.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
3. Белевцев Я. Н.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, 2.
4. Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1959.
5. Доброхотов М. Н. и др.— Геология рудных месторождений, 1960, 6.
6. Егоров А. С.— В кн.: Вопросы разработки месторождений КМА. Изд-во АН СССР, М., 1961.
7. Егоров А. С. Докембрийские дислокации и метаморфизм железорудной формации КМА (на примере Старооскольского района). Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. ИГЕМ АН СССР, М., 1966.
8. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Изд-во АН СССР, М., 1938.
9. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во Ленинградск. ун-та, 1953.
10. Елисеев Н. А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. Изд-во Ленинградск. ун-та, 1957.
11. Елисеев Н. А. и др. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М., 1961.
12. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд-во АН УССР, К., 1965.
13. Корнилов Н. А.— ДАН СССР, 1966, 168. 6.

14. Кулишов М. П.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
15. Пятницкий П. П.— В кн.: Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии, в. 17. Научн.-техн. отд. ВСНХ, типо-лит. ВТУ им. Дунаева, М., 1925.
16. Семеновко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, К., 1946.
17. Семеновко Н. П.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1955.
18. Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
19. Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. ИЛ, М., 1949.
20. Чайкин С. И.— В кн.: Рудоносность Русской платформы. «Наука», М., 1965.
21. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедева А. Д.— В кн.: Геология и горное дело. Сборник научн. трудов (Днепропетровск. НИГРИ), сер. геол., 2. Металлургиздат, М., 1959.
22. James H. L.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, 12.
23. Ruckmick I. C.— Econ. Geol. 1963, 58, 2.
24. Spencer E., Percival F.— Econ. Geol., 1952, 47, 4.
25. Tyler S. A.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1949, 60, 7.

ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛОСЧАТОСТИ

ПРИЗНАКИ И ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ РОГОВИКОВ И ДЖЕСПИЛИТОВ КРИВОГО РОГА

Ю. Г. ГЕРШОЙГ

Институт «Механобрчермет»

Одна из наиболее характерных черт железистых пород Криворожья, как неоднократно подчеркивалось в литературе,— тонкая правильная слоистость. Следует указать на сложный характер слоистости железистых пород. Макроскопически рудные и нерудные слои имеют внутреннюю очень тонкую слоистость, чрезвычайно правильную в безрудных слоях и несколько менее правильную в рудных. В безрудных слоях внутренняя слоистость подчеркивается послойным расположением мелких и мельчайших рудных включений — магнетитовой и гематитовой пыли, а также послойной сменой крупности зерен кварца. В рудных слоях внутренняя слоистость образуется соответствующим расположением полиэдрических рудных сростков и скоплений, а также послойными безрудными, в основном кварцевыми, включениями, образующимися в большинстве случаев неясно отграниченными нитевидными прослоями внутрирудных слоев. Однако специальным исследованием доказано наличие большого количества мелких нарушений этой слоистости, обусловленных синдиagenетическими и более поздними факторами. Сюда относятся срезание рудными слоями верхних границ роговиковых слоев, фрагментация и разъедание роговиковых слоев рудным материалом с собственной тонкой и правильной слоистостью, линзовидные и линзовые текстуры роговика, волнистое и косоволнистое строение отдельных пачек слоев, несогласное залегание в косослоистых сериях и др. (рис. 1, 2, 3).

Особенно широко развиты нарушения правильности границ роговиковых слоев: поверхность роговикового слоя приобретает волнистый, ямчатый или даже фестончатый характер, на эту поверхность налегают рудные слои со своей очень тонкой и безукоризненно правильной слоистостью. Такие явления можно наблюдать не только в одном слое, а даже в целой серии соседних роговиковых слоев. Иногда срезание или разъедание роговиковых слоев столь глубокое, что исчезает целый роговиковый слой и последующий рудный слой ложится непосредственно на рудный, представляющий собой, очевидно, материал седиментации предшествующего ритма осаждения. Во всех таких случаях прекрасно видно, как поверхность волнистого рудного слоя многократно срезает тонкую и ровную внутреннюю слоистость роговика и тем самым однозначно определяется подошва и кровля ритма осаждения (рис. 4, 5).

От срезания и разъедания верхней части роговикового слоя наблюдаются переходы к фрагментации роговиковых слоев, когда от последних сохраняются лишь неправильные участки, фрагменты, отделенные друг от друга тонко и согласно наслоенным рудным материалом, обтекающим контуры этих фрагментов. При этом в роговиковых фрагментах прослеживается тонкая правильная полосчатость, общая для того слоя, к которому первоначально принадлежали данные фрагменты. Наконец, наблюдаются и такие случаи, когда от роговика сохраняются среди тонкослоистого рудного материала лишь небольшие изолирован-

ные останцы, которые при поверхностном наблюдении могут быть приняты за будины либо за гальки.

Несколько иной характер у распространенных линзовых текстур — роговики образуют вытянутые уплощенные линзы, лежащие вполне согласно со вмещающим тонконаслоенным рудным материалом (см.



Рис. 1. Волнисто-линзовидная слоистость в джеспилите. Натур. велнч.

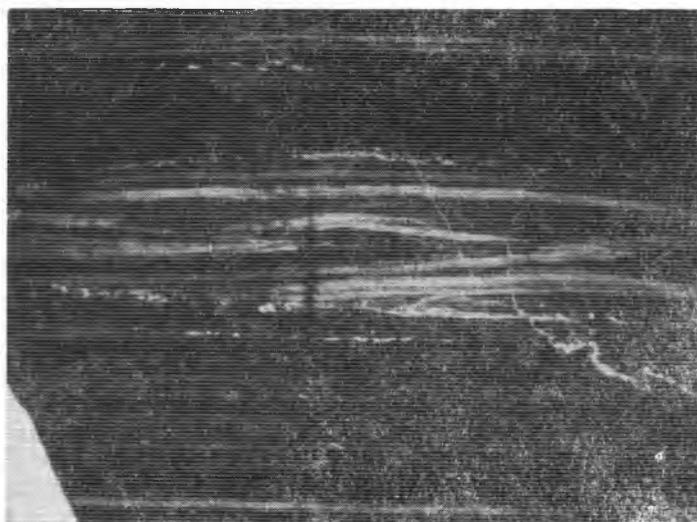


Рис. 2. Перекрещенно-косая слоистость в красном роговиковом слое джеспилита. Ув. 2.

рис. 3). Общим для некоторых плоских линз, линзообразных прослоев и тонких неправильно округленных включений, трактуемых нами как сингенетические конкреции (рис. 6, 7), является наличие в них периферических каемок красного цвета. Каемки, как и обычные красные роговиковые прослои, содержат множество чрезвычайно мелких (0,001 мм) каплевидных и чешуйчатых включений гематита, что придает таким

слоям и каемкам характерную окраску. Переслаивающийся или вмещающий рудный материал представлен магнетитом (в случае окисления — мартитом), поэтому красную окраску в роговике можно объяснить тем, что фильтрация окислов железа происходила еще до консолидации роговика; рудный материал редуцирован до магнетита (или

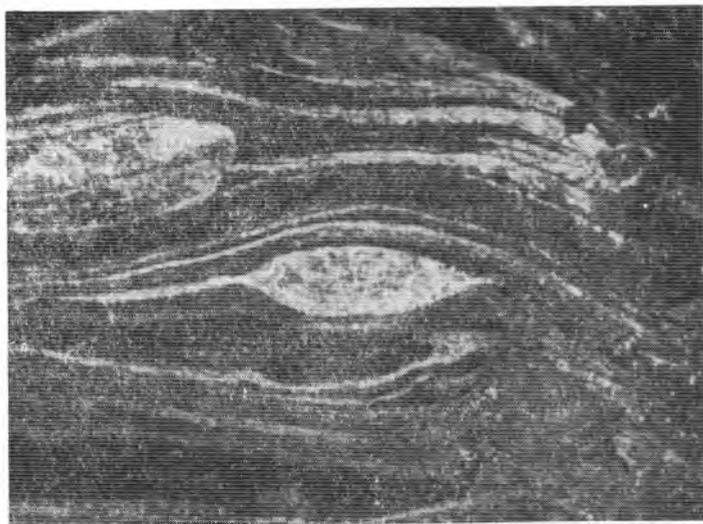


Рис. 3. Седиментационно-диагенетические линзы и линзовидные роговиковые прослои в мартитовом роговике. Натур. велич.



Рис. 4. Глубокое разъедание поверхности роговикового слоя с согласным наложением тонкослоистого силикатно-рудного осадка на эту поверхность. Ум. 2.

сидерита). Таким образом, дисперсный гематит в кварце представляет собой продукт «консервации» окислов железа внутри роговика при переходе последнего из геля в кристаллический кварц.

Чрезвычайно характерны пачки с волнистой, линзовидно-волнистой, перекрещенно-волнистой и косой слоистостью, изредка встречающиеся в стратиграфически различных железистых горизонтах. Мощность таких пачек, по наблюдениям автора, изменяется в пределах 5—20 см, и по всем особенностям текстурного рисунка они полностью совпадают с аналогичными отложениями осадков различных геологических эпох

вплоть до современных. Очевидно, это отложения малых глубин, где сказывалась работа волн и течений.

Наконец, встречаются маломощные пачки, в которых наблюдаются волнистая и дисгармоническая складчатость внутри рудных слоев, рас-



Рис. 5. Срезание поверхности роговикового слоя с налеганием на нее тонконапластованного рудного материала в джеспилите. Ув. 2.



Рис. 6. Седиментационно-диагенетическая роговиковая конкреция в магнетито-мартитовом джеспилите. Натур. велич.

пад тонких роговиковых прослоек на отдельные мелкие обломки среди рудной массы (рис. 8), образование четкообразных неясно отграниченных участков роговика среди ненарушенных рудных слоев, которые могут быть связаны с оплзанием, взламыванием и будинированием

свежеотложенного осадка на подводных склонах или на участках мелководья. В каждом отдельном случае такие явления подлежат тщательному исследованию, так как зачастую они с трудом отличимы от продуктов

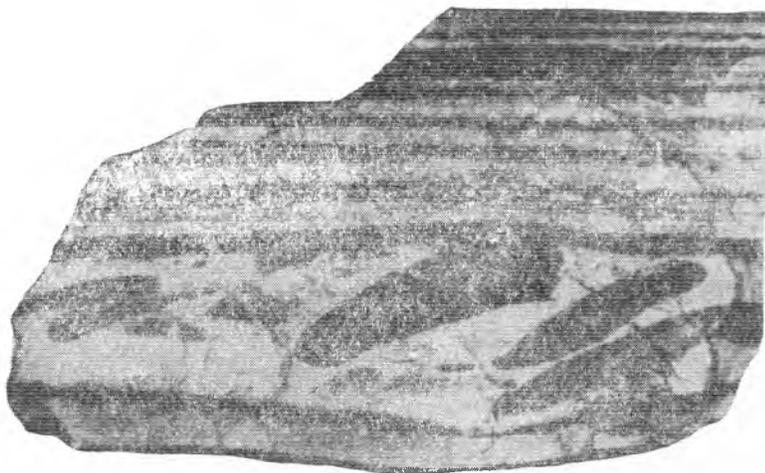


Рис. 7. Седиментационная брекчия или седиментационные конкреции в роговиковом слое мартитового роговика. Ум. 2.

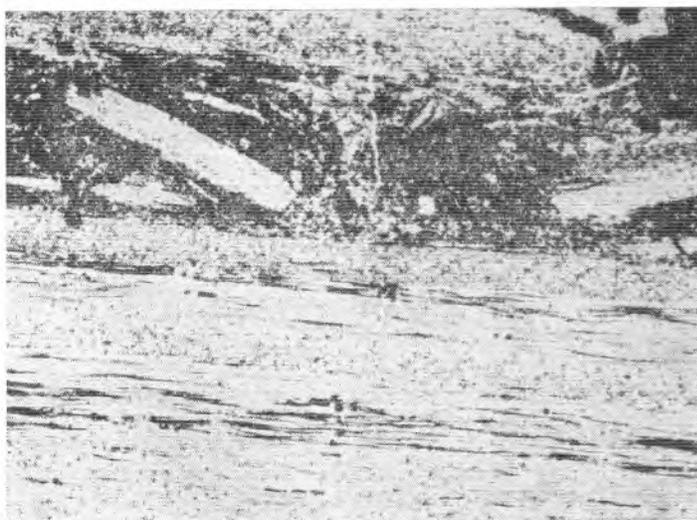


Рис. 8. Седиментационно-диагенетическая послойная брекчия в силикатно-карбонатно-магнетитовом роговике. Ув. 5.

тектонической перестройки материала в процессе послойного движения вещества при складкообразовании.

Все эти особенности, характерные и для других железорудных формаций Союза и ряда зарубежных районов, в той или иной мере присущие многочисленным осадочным толщам сложного состава, содержащим разные породные компоненты (глинисто-кремнистые, глинисто-карбонатные, марганцево-кремнистые, железисто-кремнистые и т. д.), позволяют уточнить условия образования железистых пород. В частности, становятся вероятным периодическое осаждение в бассейне

кремнисто-железистых растворов с отдельным их осаждением. При этом в первую очередь выпадали гели железа, во вторую — кремнезема, причем в перерыве между циклами осаждения поверхность кремнистого (силикогелевого) слоя подвергалась разъеданию и размыву. Наличие косослоистых и линзовидно-слоистых слоев заставляют относить железистые породы к сравнительно мелководным и даже прибрежным образованиям.

Неясна продолжительность циклов осаждения, давших затем железисто-кремнистый ритм осадка: является ли ритм сезонным, отражающим смену, например, дождливых (когда происходил преимущественный снос в бассейн кремнисто-железистого материала) и сухих (когда этот снос почти прекращался) сезонов, либо в цикле находят свое отражение более крупные периодические явления, связанные с изменениями солнечной деятельности, вулканизма, среды осаждения и т. д.? Эти вопросы в настоящее время требуют дальнейшего исследования.

Последующие осложнения текстурно-структурного рисунка вызваны метаморфогенными, тектоногенными и гипергенными воздействиями, в частности, метаморфизмом обусловлена диагональная и поперечная ориентировка рудных агрегатов внутри рудных слоев, возникшая в период перераспределения рудного и кварцевого материала в процессе послыйного течения материала. Именно такой генезис вновь возникшего текстурного рисунка рудных слоев с частичным или полным исчезновением внутренней тонкой слоистости хорошо доказывается преимущественным развитием диагональной и поперечной ориентировки рудных сростков на участках перегибов слоев. Иногда удавалось проследить переход от таких участков на месте флексурных перегибов к участкам со спокойным залеганием, в которых сохранилась первоначальная тонкая внутренняя слоистость рудных слоев, выраженная в послыйной «ленточной» агрегации рудных сростков. Сюда же относится образование роговиковых линз-будин в результате растяжения и размыва более хрупких слоев при послыйном течении.

Явления будинирования и тектонического смятия и растяжения широко развиты в кристаллических сланцах Кривбасса, особенно в пачках, включающих резко отличные по степени компетентности слои, например, более мощные слои безрудного роговика среди существенно рудного или силикатного рудного тонкослоистого материала. Однако значение таких проявлений сильно преувеличивали при обычной геологической документации, и в ряде специальных работ почти все охарактеризованные выше сингенетические особенности трактовались как продукты тектонических воздействий.

Метаморфогенные воздействия на текстурно-структурный рисунок железистых пород выразились в двух главных аспектах: метаморфизм вызвал всеобщий кристаллобластез разной интенсивности, а в связи с универсальным воздействием метаморфических растворов — образование новых минералов более высоких ступеней метаморфизма. Так, под влиянием метаморфических процессов происходило многократное, но неоднородное увеличение зерна минералов, шла собирательная кристаллизация с очищением кварца от рудной пыли, в широких масштабах происходило развитие магнетита по карбонату в одних фациальных разностях и по гематиту — в других. На участках более интенсивного метаморфизма развивался волокнисто-игольчатый и шестовато-лучистый куммингтонит за счет роговико-карбонатно-хлоритовой ткани. Во многих случаях новые более крупные минералы как бы перекрывают тонкую первичную слоистость, возникающие кристаллобласты разрывают и замещают ткань породы вместе с присущей ей тончайшей полосчатостью. Вновь возникающие кристаллобласты зачастую растут преимущественно в плоскостях первичной слоистости (особенно это относится к таким ми-

нералам как биотит, куммингтонит, гранат, чешуйчато-пластинчатый гематит и др.) как бы проявляя и усиливая тем самым ее.

Весьма своеобразны метаморфогенные изменения на участках оруденения так называемого саксаганского типа. Само гипогенное оруденение проявляется в двух формах. На одних участках (очевидно, в связи с избирательным перераспределением — растворением и переотложением — окислов железа и кремния) наблюдается исчезновение — выклинивание роговиковых слоев. На таких участках образуются руды, сохраняющие лишь реликтовую тонкую полосчатость, но без всяких следов выщелачивания кварца. Такой ход процесса характерен главным образом для силикатно-карбонатно-магнетитовых роговиков. В иных участках — в дже-

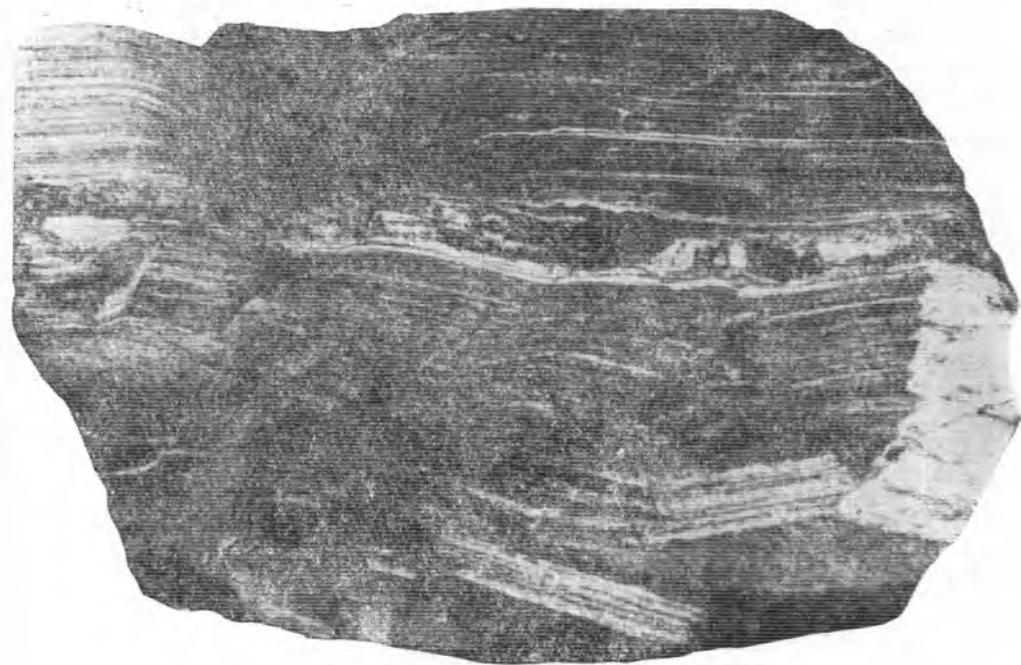


Рис. 9. Искажение и маскировка слоистости, обусловленные выщелачиванием кварца и переходом отдельных участков джеспилита в рыхлую мартитовую руду (темные участки в левой части образца). Ум. 2.

спилитах и сравнительно тонкослоистых роговиках — происходит преимущественно замещение роговиковых слоев рудным материалом. При этом роговиковые прослои замещаются хорошо кристаллизованным магнетитом (ныне почти повсеместно превращенным в мартит), тогда как первичные рудные слои, состоящие из более крупных полиэдрических и других сростков хорошо выделяются в изломе и позволяют проследить все детали более ранней складчатости: смятия, брекчирования и т. д.

Метаморфизм также подчеркивает или маскирует первичную слоистость на участках развития более поздних метаморфогенных минералов — биотита, амфиболов, граната, эгирина и др.

Отметим, что в последние годы необоснованно выдвигается гипотеза целиком гипергенного образования богатых руд саксаганского типа. Не рассматривая этот вопрос, укажем только, что независимо от взглядов на генезис саксаганских руд, само наличие в них охарактеризованных выше особенностей слоистости — выклинивание роговиковых слоев

и замещение их рудным материалом (рис. 9) — является фактом и может наблюдаться в многочисленных краевых зонах (торцах) рудных залежей.

Следовательно, на участках интенсивного оруденения саксаганского типа, с нашей точки зрения в основе своей метаморфогенного, первичная слоистость сохраняется лишь как реликтовая, а частично маскируется развитием рудных минералов.

При энергичных тектонических подвижках первичная слоистость в значительной мере маскируется развитием тектонических брекчий и образованием ряда новых минералов (железистых и щелочных амфиболов, эгирина, магнетита II генерации, карбонатов, кварца и т. д.) в виде неправильных скоплений прожилков и включений.

Слоистость может подчеркиваться или, наоборот, маскироваться также гидротермальным минералообразованием, в частности секущими

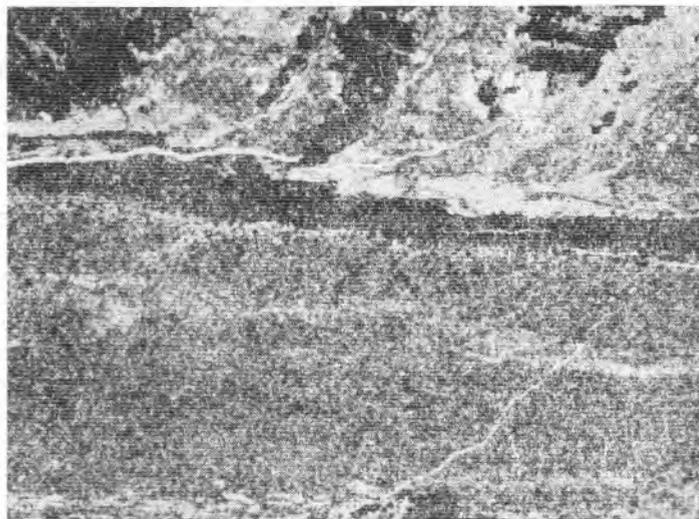


Рис. 10. Нарушения слоистости благодаря кварцево-карбонатному метасоматозу. Ув. 5.

и послойными выделениями вторичного кварца с апатитом, турмалином или сульфидами, рядом карбонатных образований и т. д. (рис. 10).

Гипергенные процессы в большинстве случаев ослабляют четкость первоначальной слоистости. К ним относятся различные процессы выщелачивания, окраскования и обурожелезнякования. В общем гипергенные процессы ведут к деструкции пород, ослаблению механических связей между зернами, частичному или даже полному выщелачиванию кварца. В таких случаях четкость первоначальной слоистости исчезает, что особенно заметно в зонах гипергенного оруденения — самостоятельного или наложенного на гипогенное. В некоторых случаях происходит обратный процесс — подчеркивание первичной слоистости благодаря послойному выделению вторичных гидроокислов железа за счет силикатов и карбонатов.

Таким образом, детальные наблюдения показывают сложный и многообразный характер ныне наблюдаемой слоистости железистых пород. В их текстурном рисунке достаточно ясно отразились как первичные условия образования осадков, так и процессы их диагенеза, метаморфизма, метасоматического замещения и гипергенеза.

Систематизация особенностей слоистости железистых пород дана в таблице.

Гинетическая классификация особенностей слоистости железистых пород Кривбасса (Ю. Г. Гершойг, 1965)

Элементы и особенности слоистости	Этап образования	Условия образования
Макрослоистость правильная (с многократным повторением слоев и пачек аналогичного состава)	Сингенез	Циклическое осаждение гелей железа и силиция
Несогласное залегание отдельных пачек	»	Осаждение в условиях мелких глубин с местным размывом
Волнисто-линзовидная, линзовидно-перекрещенная и линзовидная слоистость отдельных пачек и микрослоев	»	Осаждение в зоне воздействия волн и течений
Косая слоистость в пределах отдельных пачек и макрослоев	»	Осаждение в прибрежных условиях
Роговиковые линзы, конкреции среди рудных слоев (с обтеканием линз микрослоистостью рудного минерала)	Синдиагенез	Погружение комков силикогеля из придонной среды в пределы отлагающегося рудного слоя
«Ленточное» строение рудных слоев, согласное с граничными поверхностями макрослоя	Диагенез	Расслаивание свежееотложенного кремнисто-железистого коллоидного осадка
«Останцы» роговика среди мощных рудных макрослоев со срезанием микрослоистости роговиковых «останцев» и одновременным обтеканием последних микрослоистостью рудного компонента	»	Расслаивание свежееотложенного кремнистого осадка придонными растворами с одновременной седиментацией железистого осадка
Волнистые углубления и мелкие карманы на стратиграфически верхних поверхностях роговиковых макрослоев (со срезанием микрослоистости последних и согласным налеганием рудного материала на эти поверхности)	»	Разъедание поверхности кремнистых слоев придонными растворами (и, возможно, организмами)
Пологое ровное и волнистое срезание стратиграфически верхних поверхностей роговиковых макрослоев (с налеганием на эти поверхности рудного материала с микрослоистостью)	»	Размыв свежееотложенного кремнистого осадка во время сезонного перерыва в седиментации
Послойное микробрекчирование роговиковых слоев (с образованием мелких обломочков рудно-роговиковой массы)	»	Нарушение слоистости свежееотложенного кремнистого осадка под влиянием силы тяжести (на подводных склонах), работы волн и течений
Диагональная и поперечная — по отношению к слоистости — ориентировка рудных агрегатов внутри рудного макрослоя (с расположением между ними участков перекристаллизованного кварца)	Метаморфизм	Перераспределение рудного (и кварцевого) материала в процессе послойного течения вещества под ориентированным тангенциально направленным давлением
Роговиковые линзы — будины среди рудных и сланцевых слоев с явлениями растяжения в краевых частях линз и залечиванием разрывов между последними более крупнокристаллическими минеральными выделениями	»	Разрывы и растяжение более хрупких слоев в процессе послойного течения при складкообразовании
Подчеркивание или маскировка первичной слоистости в участках послойного или неправильного развития минералов поздних этапов метаморфизма (биотит, амфиболы, гранат, эгирин, магнетит II генерации, железный блеск II генерации, карбонаты)	»	Метасоматоз в условиях интенсивного действия метаморфогенных растворов
Маскировка слоистости вследствие развития тектонических брекчий с распадом макрослоев на различно ориентированные угловатые обломки	»	Тектонические подвижки в условиях глыбовых и складчатых дислокаций
еликтовая полосчатость богатых руд, образовавшихся за счет тонкослоистых железистых пород в результате замещения кварца рудными минералами	»	Действие метаморфогенных растворов

Элементы и особенности слоистости	Этап образования	Условия образования
Вторичная — «наложенная» слоистость, обусловленная образованием послыльных прожилков кварца (обычно более крупнозернистого) и карбонатов, маскировка слоистости при интенсивных процессах окварцевания и карбонатизации	Гидротермальные процессы	Проникновение кремнекислых и углекислых растворов по плоскостям напластования
«Наложенная» фестончатая вторичная слоистость, обусловленная локальным перераспределением выделившихся окислов железа	Гипергенез	Глубокое выветривание железистых силикатов и карбонатов с выделением тонкодисперсных окислов железа («окраскование») и глинистого вещества
Разрушение роговиковых слоев с образованием послыльных пор и полостей, пустых или выполненных порошкообразным нарушением правильности границ слоев и маскирование последних	»	Выщелачивание кварца в процессе глубокого выветривания
Подчеркивание либо маскирование слоистости благодаря послыльному жилковатому или беспорядочному выделению водных окислов железа	»	Площадное выветривание латеритного типа с разрушением железистых силикатов и карбонатов с выделением гидроокислов железа
«Отбеливание» пород с частичным уничтожением слоистости вследствие разрушения рудных минералов и выноса железа	»	Выщелачивание окислов железа гумидными водами в условиях современного климата

ПРИРОДА КВАРЦА, МАГНЕТИТА И ГЕМАТИТА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

А. А. ИЛЛАРИОНОВ

НИИКМА

Кардинальными вопросами в решении проблемы происхождения докембрийских железисто-кремнистых формаций считают следующие.

1. Какие горные породы или растворы магматических очагов были источниками железа и кварца?
2. В каком состоянии железо и кварц транспортировались?
3. При каких физико-химических условиях они осаждались?
4. Каково было первоначальное состояние седиментационного железисто-кремнистого осадка, претерпевшего высокие ступени метаморфизма.

Существует ряд гипотез, которыми пытаются объяснить эти вопросы. Однако в гипотезах много противоречий.

Докембрийские железисто-кремнистые формации сложены пачками железистых кварцитов (железистыми роговиками и джеспилитами) различного минерального состава, которые часто фашиально не выдержаны ни по простиранию, ни по падению. Отдельные пачки пород связаны постепенными переходами. Породы формации смяты в сложные складки различного характера и часто осложнены дизъюнктивными нарушениями. Кроме того, в железистых кварцитах, претерпевших различные

ступени метаморфизма, встречаются многочисленные дайковые тела разного состава, которые наложили отпечаток на минеральный состав железисто-кремнистых образований. Последующие процессы гидротермальной минерализации и процессы метасоматоза (карбонатного, щелочного, железистого и др.) усложнили и частично изменили минеральный состав пород. Весь этот комплекс геологических факторов затрудняет восстановление первоначального минерального состава пород железисто-кремнистых формаций, изучение истории их формирования, процессов метаморфизма, а следовательно, затрудняет стратиграфическое расчленение пород продуктивной свиты и параллелизацию ее по отдельным месторождениям в пределах одного железорудного бассейна, а также между железорудными бассейнами.

Для решения таких сложных вопросов необходимо применять комплексные методы исследований, главнейшими из которых являются петрографический, минералогический, палеогеографический и геохимический. Кроме того, необходимо широко использовать при исследовании физико-химический, петротектонический, текстурно-структурный, радиометрический и рентгеноструктурный анализы. Только при комбинированных исследованиях можно приблизиться к решению вопроса о происхождении пород докембрийских железисто-кремнистых формаций.

Взаимоотношение различных минеральных прослоек и вопросы миграции железа. Железистые кварциты КМА — это полосчатые метаморфические породы, полосчатость которых обусловлена частым чередованием железорудных (магнетитовых, железослюдковых и железослюдково-магнетитовых), силикатных, кварцевых (амфиболовых, слюдяных и др.) и карбонатных прослоек. Мощности прослоек изменяются от сотых долей до нескольких десятков миллиметров, изредка больше.

Контакты между прослойками в основном неровные: зерна или агрегаты минералов одного прослойка отдельными гранями, выступами, неровностями входят в другой прослой, создавая тем самым сложные контакты с другими минералами. Контакты между прослойками часто нечеткие, расплывчатые. В магнетитовых железистых кварцитах встречаются останцы краснополосчатых разностей железистых кварцитов, а вокруг них концентрируется магнетит, который образует тонкие прослойки. Останцы характеризуются тонкой полосчатостью, причем она ориентирована по общему напластованию железистых кварцитов. Контуры останцев разнообразны и характеризуются сильно изрезанными и корродированными очертаниями. В основном форма их удлиненная и удлиненными концами они ориентированы по напластованию железистых кварцитов. Иногда отдельные рудные прослойки почти полностью замещают кварцевые. Очень редко можно наблюдать развитие магнетитовых прослоек по краснополосчатым железистым кварцитам (джеспилитам) с нарушением полосчатости.

В смешанных железослюдково-магнетитовых прослойках магнетит находится в виде идиобластов и полигональных агрегатов, расположенных в прослойках без каких-нибудь видимых закономерностей. Магнетитовые агрегаты часто сконцентрированы в крупных скоплениях, между которыми находится гематит. Гематит в прослойках встречается в виде отдельных пластинчатых зерен и полигональных агрегатов. Он часто цементирует магнетитовые зерна и агрегаты, при этом он выполняет неровности и углубления в них. Отдельные пластинчатые зерна и удлиненные агрегаты гематита примыкают к магнетиту, выполняют трещинки в магнетите, тонкими в виде игolocек зернами «пронизывают» или огибают магнетит либо образуют сложный текстурный узор взаимного срастания (рис. 1, 2, 3). Иногда в крупных пластинчатых зернах гематита наблюдаются мелкие кристаллики магнетита.

Разнообразные текстурные взаимоотношения железорудных и кварцевых прослоек, рудных прослоек, магнетита и гематита в одной прослойке указывают на перераспределение железа в железистых кварцитах.

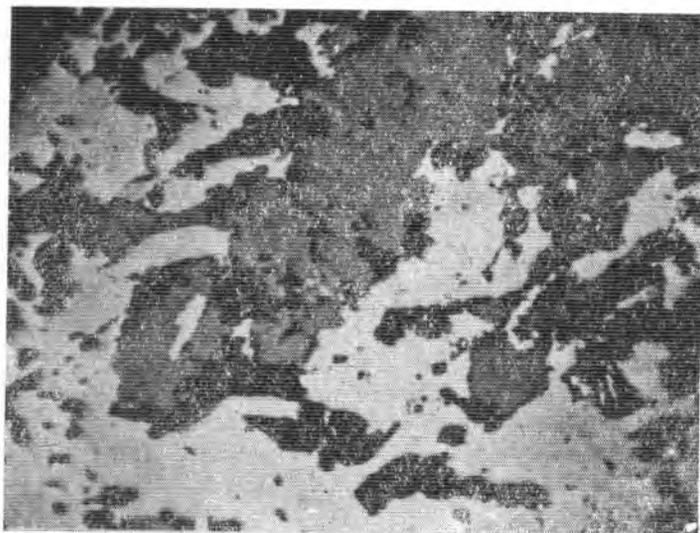


Рис. 1. Взаимоотношение гематита (белое) и магнетита (серое) в железослюдково-магнетитовой прослойке. Черное — нерудные минералы. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 200.

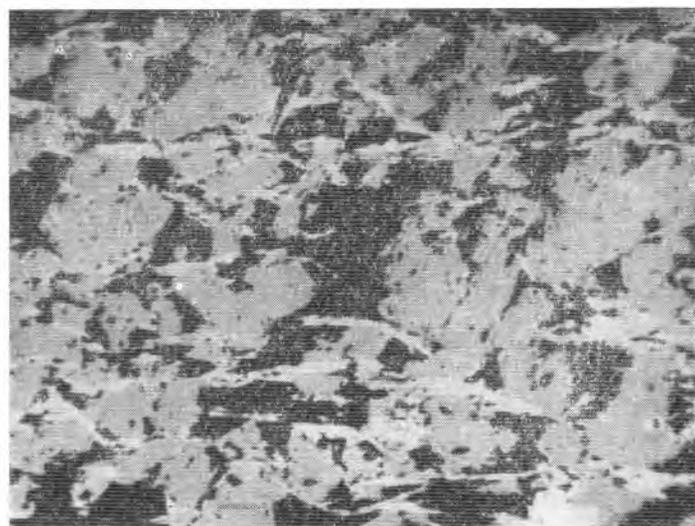


Рис. 2. Развитие пластинчатого гематита (белое) по магнетиту (серое) в железослюдково-магнетитовой прослойке. Черное — нерудные минералы. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 135.

О миграции железа в железистых кварцитах можно судить по ряду фактов. Некоторые исследователи (А. С. Егоров, 1959 и др.) указывали на перераспределение железа железистых кварцитов в тектонических структурах. В замковых частях структур часто наблюдается утолщение рудных прослоек и уменьшение толщины прослоек на крыльях складок. Такое явление связано с выжиманием железа из крыльев и на-

коплением его в замках складок в процессе формирования структур. Это показывает, что миграция железа в железистых кварцитах генетически связана с тектоническими процессами и контролировалась ими.

С другой стороны, в железистых кварцитах участками встречаются рудные брекчии, возникшие при дроблении пород во время сколовых и разрывных нарушений. Обломки в брекчиях представлены кварцем и железистыми кварцитами в основном удлиненной, реже округлой формы. Цементом в породах служит в одних случаях магнетит, в других — гематит или одновременно оба. В шлифованных образцах рудных брекчий устанавливаются реликтовые структуры, выразившиеся в замещении обломков кварца магнетитом. Кварцевые обломки в брекчиях представлены метаморфическим кварцем серого цвета, который слагает прослойки в железистых кварцитах, и гидротермальным кварцем молочного цвета. Последнее указывает, что железорудная минерализация железистых кварцитов во времени проявилась позже, чем гидротермальная кварцевая. Следовательно, миграция железа в железистых кварцитах проходила после формирования гидротермальных кварцевых жил.

В железистых кварцитах иногда встречаются магнетитовые жилы небольшой мощности. Они секут напластования железистых кварцитов почти под прямым углом, причем каких-нибудь изменений в зальбандах как самой жилки, так и во вмещающих ее железистых кварцитах не наблюдается.

В крупных кристаллах эгирина (эгирин образовался в железистых кварцитах в процессе щелочного метасоматоза) иногда включены идиоморфные пластинчатые кристаллы гематита, показывающие, что щелочно-железистые растворы, из которых образовались аутигенные минералы, были в ионном состоянии. Зерна и агрегаты магнетита, окружающие новообразованные минералы (эгирин и гематит), имеют ровные, не корродированные очертания, поэтому магнетит не мог быть источником железа для эгирина и гематита (рис. 4). Иногда в эгирине гематит залегает в виде прожилков, что указывает на более позднее происхождение его по отношению к эгирину.

В строении железорудного бассейна КМА участвуют различные докембрийские метаморфические образования. Здесь выявлены две основные магнитные аномальные полосы северо-западного простирания (северо-восточная и юго-западная), сложенные железистыми кварцитами. В пределах магнитных аномальных полос в результате тектонических процессов железистые кварциты образуют сложноскладчатые системы, названные рудными узлами. Геологоразведочными работами установлено, что в пределах недислоцированных магнитных аномальных полос железистые кварциты представлены в основном магнетитовыми разностями, а в рудных узлах — магнетитовыми, железослюдковыми и железослюдково-магнетитовыми разностями. Взаимоотношение между ними весьма сложное.

В полосах магнитных аномалий, имеющих моноклиналиное строение и сложенных недислоцированными породами, не встречаются железослюдково-магнетитовые железистые кварциты. Если же в магнитных аномальных полосах породы дислоцированы, то в железистых кварцитах присутствует гематит. Все это свидетельствует о связи тектонических процессов с образованием гематита в железистых кварцитах, а следовательно, о миграции железа в них в процессе тектонической жизни.

Геологоразведочным бурением в кварцито-песчаниках (K_1^1), которые подстилают породы железорудной свиты (K_2), вскрыты метасоматические магнетитовые руды мощностью от долей миллиметра до 50—60 см (Стойленское месторождение). Магнетитовые руды характеризуются вкрапленной текстурой, причем количество вкрапленников и размеры их увеличиваются снизу вверх по залежи, постоянно образуют сплошные

субмассивные тела. Источником железа, очевидно, служили изверженные основные породы, которые достаточно широко распространены в данном районе. В бассейне КМА в настоящее время установлены промышленные концентрации магнетитсодержащих основных пород.

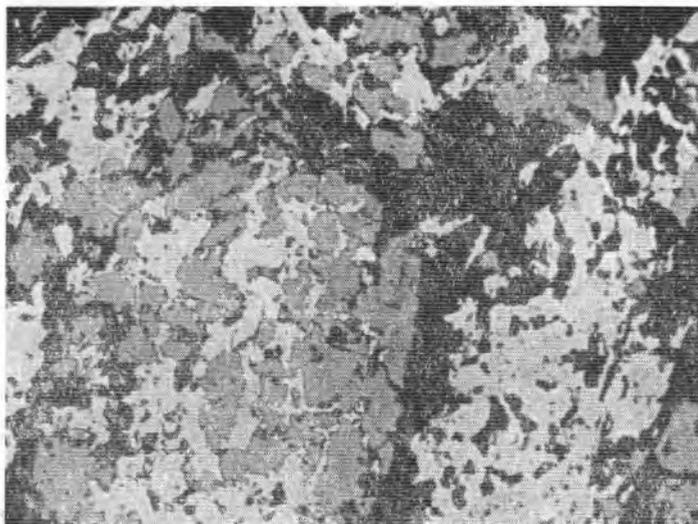


Рис. 3. Субграфическое срастание гематита (белое) с магнетитом (серое) в железослюдково-магнетитовой прослойке. Черное — нерудные минералы. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 135.



Рис. 4. Развитие пластинчатых кристаллов гематита (черное) в эгирине (светло-серое). Проходящий свет. Без анализатора, ув. 37.

Из всего сказанного можно заключить, что за геологическую жизнь в породах железисто-кремнистых формаций происходили неоднократное перераспределение и миграция железа в процессе тектогенеза, метасоматоза и постгидротермальной минерализации железистых кварцитов. Перераспределение и миграция железа проходили при тектонических про-

цессах в виде твердых растворов (перемещение железорудных минералов), при метасоматических процессах — в ионной форме.

Характеристика минералов различных генетических типов и природа минералов. Пространственную решетку идеального кристалла рассматривают как математический прообраз структуры твердого тела, в кристаллографических точках которой находятся ионы и атомы. Исследованиями установлено, что в природе почти нет кристаллов с вполне идеальной структурой. В реальных кристаллах существуют «дефекты» структуры, которые возникли при рождении минерала и его дальнейшей геологической жизни. В период существования минерала его структурная характеристика меняется, наблюдается миграция «дефектов» в кристаллической решетке, их концентрация, а иногда меняется и тип решетки. В кристаллических структурах атомы подвижны и колеблются около своих центров тяжести, сохраняя равновесное положение, но в результате воздействий внешних сил (температуры, давления) некоторые атомы приобретают «лишнюю» энергию, благодаря чему они преодолевают потенциальные барьеры и покидают места в узлах решетки, заняв неравновесные положения среди других атомов или могут совершенно покинуть структуру. Благодаря большой высоте потенциальных барьеров в определенных условиях многие кристаллические решетки характеризуются стабильным состоянием.

В реальных кристаллах часто в «незанятых» узлах кристаллической решетки находятся инородные атомы, которые влияют на характер химических связей, на физические свойства и метрику структуры. Имея различную энергию, атомы в определенных физико-химических условиях могут внедряться в кристаллическую решетку вещества, если же энергии недостаточно, они могут адсорбироваться поверхностью или совершенно не вступать во взаимодействие с решеткой. Поэтому они как бы фиксируют условия, при которых образовался кристалл, либо отражают его изменения. Изоморфные примеси нарушают периодичность кристаллической решетки, объем структуры, а следовательно, и характер пространственного очертания кристалла. Мы рассчитывали коэффициенты компактности* элементарных ячеек магнетитов различных генетических типов:

Метаморфогенные	64,105—64,273
Метасоматические	64,658—64,772
Гидротермальные	65,036
Магматические	65,036
Эффузивные	65,383

Из этих данных видно, что метаморфогенные магнетиты имеют решетку менее насыщенную атомами, чем другие разновидности. На метрику кристаллической решетки оказывают влияние геологические процессы, в частности флюиды и газовые эманации, благодаря которым при формировании магнетита решетка насыщалась инородными атомами. Коэффициент компактности элементарной ячейки теоретического идеального магнетита составляет 63,59%, т. е. по отношению к реальным магнетитам решетка идеального магнетита является более рыхлой. Рентгеноструктурный анализ упомянутых магнетитов показал их различие в изоморфных примесях и искажении кристаллических решеток, энергия которых различна. В связи с различными нарушениями кристаллических решеток мы попытались интерпретировать «внутренние структуры» крис-

* Коэффициент компактности — отношение объема частиц, из которых образован кристалл, ко всему объему кристалла (Жданов, 1962).

талла, выявленные электролитическим травлением для магнетитов различного генезиса.

Электролитическим травлением установлено, что метаморфогенный магнетит характеризуется чешуйчатым сложением, отвечающим строению

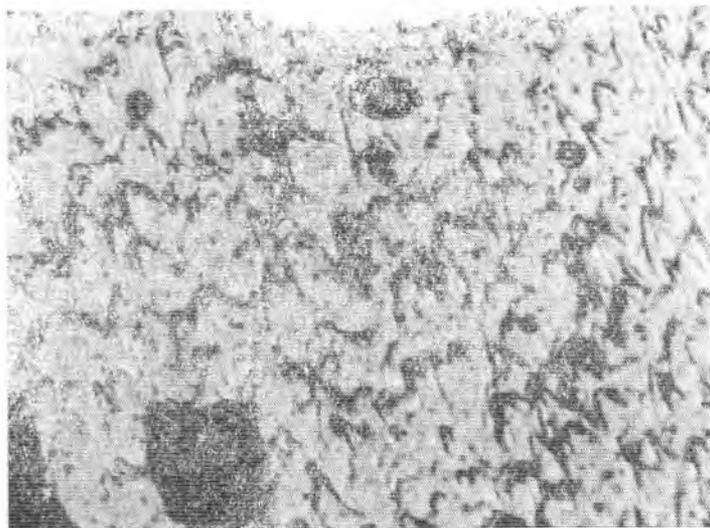


Рис. 5. Чешуйчатое сложение метаморфогенного магнетита, выявлено электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 990.

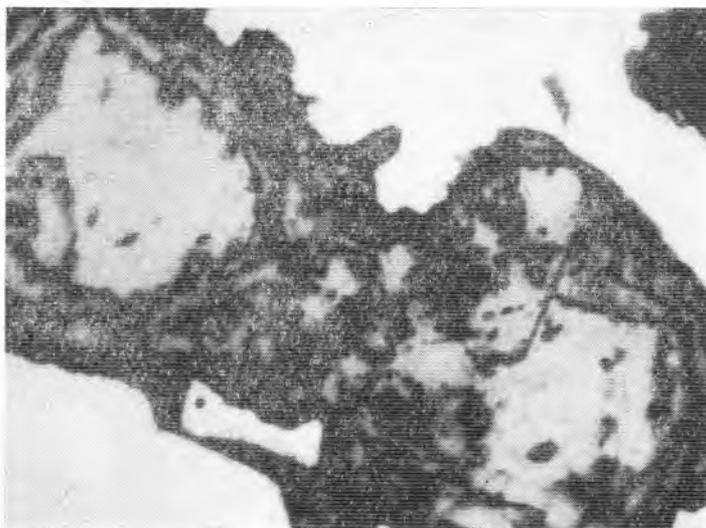


Рис. 6. Коломорфно-зональное сложение гидротермального магнетита, выявлено электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Белое — гематит. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 990.

по октаэдру (100). Чешуйки неодинаковы, некоторые контуры их слегка искажены и деформированы. Некоторые из них расположены не по прямой, а выступают на расстояние, отражающее общую деформацию кристалла (рис. 5), вызванную процессами метаморфизма и изоморфными

примесями. В качестве изоморфных примесей в метаморфогенном магнетите обнаружены марганец, медь, титан, магний, никель, алюминий и кальций. Характерной чертой кристаллической структуры магнетита является большое количество кислорода. Поскольку анионы кислорода имеют размер больший по сравнению с размерами катионов железа, то в первом приближении решетку можно рассматривать как плотную упаковку анионов кислорода, в промежутках которых помещены катионы железа. Весь единичный кристалл магнетита рассматривается в виде блоков, которые соединены катионами железа. При изоморфной замене катионов железа в решетке блочное строение кристалла нарушается, происходит искривление граней и появляются дефекты. Если радиус изоморфного элемента превышает радиус катиона железа, то решетка деформируется в сторону увеличения, как видно на примере вхождения кальция в решетку магнетита, и наоборот, при меньшем радиусе изоморфного катиона решетка деформируется в сторону уменьшения. Эта деформация оказывает влияние на метрику решетки, что фиксируется на рентгенограммах. Рентгенографические исследования показали, что размеры элементарных ячеек метаморфогенного магнетита изменяются от 8,388 до 8,420 Å. Такое колебание обусловлено различным количеством изоморфных примесей в решетке и ее деформацией.

В отличие от метаморфогенного гидротермальный магнетит имеет колломорфно-зональное строение, которое отвечает зонам роста кристалла при формировании (рис. 6). Характер зон роста неодинаков, отдельные контуры их извилистые, неровные и отвечают общему искажению кристалла за счет изоморфных примесей. Размер элементарной ячейки гидротермального магнетита составляет 8,362 Å, что несколько меньше размеров элементарной ячейки метаморфогенных магнетитов.

В качестве изоморфных примесей в решетку гидротермального магнетита входят марганец, титан, магний, алюминий и кальций. В отличие от метаморфогенного магнетита в его составе нет меди и никеля.

Наконец, метасоматический магнетит, к которому мы относим мушкетовит, представлен пластинками. По нашему мнению, такое строение магнетита отвечает строению гематитового кристалла (1000), по которому он развился. Характер пластинок прямолинейный, искажений не наблюдается (рис. 7).

Гематиты, участвовавшие в строении железистых кварцитов, представлены несколькими генетическими типами: метаморфогенным, гидротермальным, метасоматическим. Метаморфогенный гематит является составной частью железослюдковых кварцитов (Михайловское месторождение), где они прослеживаются в виде многометровых самостоятельных пачек. Железослюдковые кварциты — двухкомпонентные породы, сложенные гематитом и кварцем. Они тонкополосчаты в результате чередования гематитовых и кварцевых прослоек мощностью до долей миллиметра, редко 1—2 мм. Красный цвет полос обусловлен распыленным в кварце гематитом.

Электролитическим травлением установлено, что метаморфогенный гематит характеризуется пластинчатым сложением, отражающим строение кристалла по (1000). Выявленные пластиночки неровные, слегка изогнутые. Они напоминают волноприбойные знаки в осадочных породах и указывают на деформацию кристаллов в результате «дефектов» решетки и наличия изоморфных примесей (рис. 8), в качестве которых в гематит входят марганец, титан и алюминий.

Гидротермальный гематит (железная слюда и железный блеск) сложен чешуйками; строение кристалла по ромбоэдру ($10\bar{1}1$) обнаруживается электролитическим травлением (рис. 9). Чешуйки по форме слегка вогнуты, что соответствует перенасыщению структуры изоморфными катионами, средний размер которых меньше размера катиона трехвалент-

ного железа. Для железного блеска, залегающего в кварцевых гидротермальных жилах, уже характерно решетчатое строение, отвечающее сложным полисинтетическим двойникам. Железная слюдка, находящаяся в одном прослое с магнетитом, также полисинтетически сдвойникова

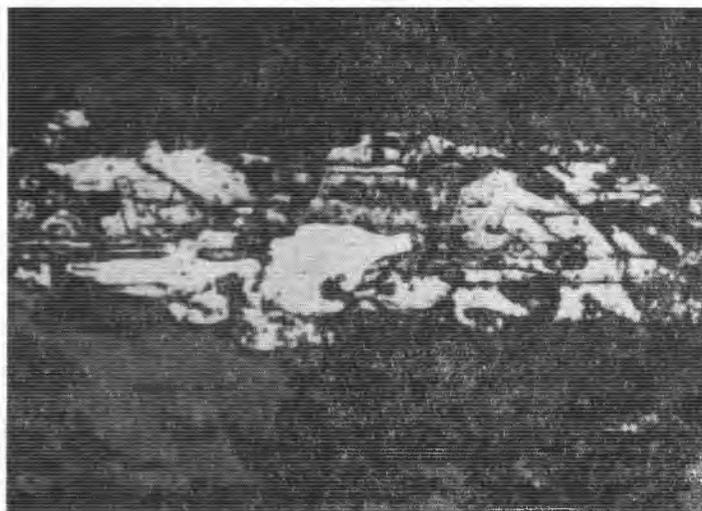


Рис. 7. Пластинчатое сложение метасоматического магнетита (светло-серое), выявлено электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Белое — гематит, черное — нерудные минералы. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 900.



Рис. 8. Пластинчатое сложение метаморфогенного гематита, выявлено электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 990.

и при травлении обнаруживает решетчатую структуру, аналогичную решетчатой структуре железного блеска (рис. 10). Интересно, что в одном случае отдельные структурные элементы решетки почти идеально прямые, в другом — деформированы, иногда со следами смещений. Это показывает, что воздействие тектонических сил на железистые кварциты продолжалось и после гидротермальной минерализации пород.

В состав гидротермальных гематитов в качестве изоморфных примесей входят молибден, барий, иногда германий и медь, но никогда нет марганца. Наличие или отсутствие марганца в решетке указывает на

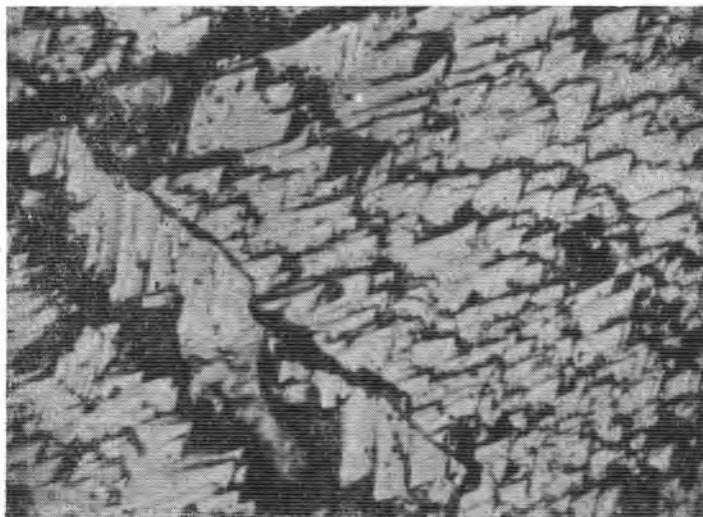


Рис. 9. Чешуйчатое сложение гидротермального гематита, выявлено электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 990.

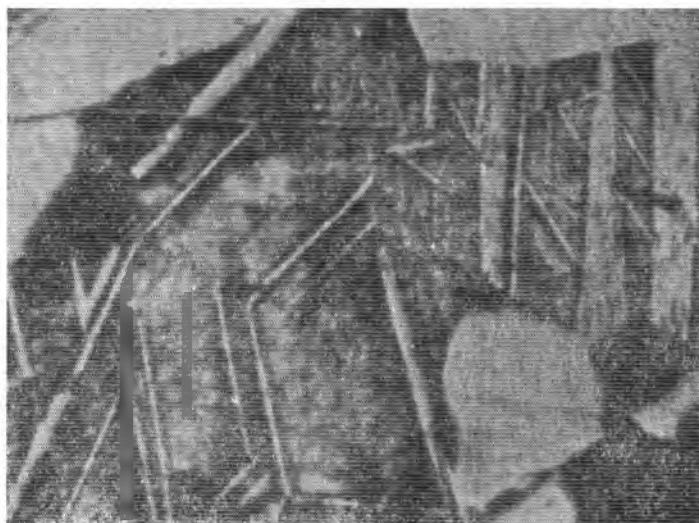


Рис. 10. Решетчатая структура гидротермального гематита, выявленная электролитическим травлением соляной кислотой при пропускании электрического тока. Отраженный свет. Без анализатора, ув. 1200.

генетические особенности гематита. Марганец, если находится даже в незначительных количествах, указывает на то, что гематит мог образоваться при осаждении. Отсутствие марганца свидетельствует о гидротермальном происхождении гематита.

Метасоматический гематит встречается в гипогенных железных рудах и обычно развивается по магнетиту. Процесс замещения очень сложный и стадийный, при котором кристаллическая решетка перестраивается в новую структуру поэтапно. Стадийное замещение выражено в образовании побочных продуктов сложных окислов железа, в результате чего структура кристалла непрерывно меняется. Подробное описание механизма стадийного замещения магнетита гематитом и изменений решетки в данной работе опускаем.

Иногда железная слюда развивается по слюдам. Железистые кварциты некоторых месторождений КМА содержат в значительном количестве зеленую слюду — разновидность магнезиально-железистых слюд, близкую к слюдам ряда флогопита-лепидомелана, но бедную глиноземом и богатую железом. При взаимодействии с растворами, богатыми железом, зеленая слюда преобразуется в минералы железа. В этом случае возможны два процесса перехода ее в другое качество: во-первых, поверхность зеленой слюды может адсорбировать катионы железа, т. е. является адсорбционно-активной; во-вторых, при взаимодействии с растворами щелочноземельные элементы, входящие в решетку и характеризующиеся меньшей свободной энергией, покидают структуру и переходят в ионную форму, в которой и мигрируют, а адсорбированные катионы железа проникают в решетку на вакантные места. Железо при взаимодействии с кислородом окисляется. Растворы, богатые железом, притекали к зеленой слюде и между ними возникал электрохимический процесс. В результате на зеленой слюде возникали анодные и катодные участки. Из анодных участков атомы щелочноземельных элементов удалялись, переходили в ионы и мигрировали, а на катодных участках происходило осаждение железа, решетка перестраивалась до образования новой структуры. В зависимости от условий среды в результате преобразования зеленой слюды получались либо железная слюда, либо минералы типа гематита или лепидокрокита. При этом морфологический облик чешуек слюды сохраняется. Следует отметить, что явление замещения зеленой слюды железом наблюдается в условиях гипергенных процессов.

В метаморфизованных железистых кварцитах * (Михайловское месторождение) в кварцевом прослойке встречен участок изотропного аморфного кремнезема, который почти не затронут процессами метаморфизма. Аморфный кремнезем содержит в себе тонкую рудную вкрапленность, которая расположена послойно в виде разообщенных цепочек и очень тонких прослоек. Морфологически рудные прослойки слегка извилистые, похожие на волноприбойные знаки и расположены они субперпендикулярно к общему напластованию железистых кварцитов. Рудные вкрапленники в срезе имеют каплевидную, округлую или удлиненную форму, иногда встречаются ромбовидные и квадратные. Весьма характерен для вкрапленников цвет, который изменяется от желтого до бурого с переходами. Это свойственно гидроокислам железа, причем желтые цвета свойственны неправильным формам вкрапленников, бурые — геометрическим формам. Необходимо отметить, что в перекристаллизованных участках сильно метаморфизованных железистых кварцитов рудная вкрапленность в кварце рубиново-красного цвета, по которому она определяется как гематит. Такое распределение цветов в различных по форме рудных минералах может указывать на дегидратацию гидроокислов железа в процессе метаморфизма. С уменьшением количества воды

* Эти железистые кварциты не окислены и залегают в 285 м от восточного контакта месторождения. Гидротермальных проявлений в железистых кварцитах не наблюдается.

в гидроокислах железа происходит изменение каплевидных и округлых форм вкрапленников до правильных геометрических.

Участками аморфный кремнезем перекристаллизован до кварца, причем форма вновь образовавшихся зерен неправильная, полигональная, различных размеров в разных участках и аналогична форме кварца из кварцевых прослоек сильно метаморфизованных железистых кварцитов. Перекристаллизация аморфного кремнезема проходила в виде гнезд и полос, последние направлены к рудным прослойкам под углом около 60° . В перекристаллизованных участках рудные вкрапленники более крупные, форма их более геометрически правильная, а цвет уже красновато-бурый. Все это показывает, что формирование железистых кварцитов проходило в условиях глубокого тектогенеза, в эпоху проявления главной фазы метаморфизма. Таким образом, железорудные минералы железистых кварцитов образовались за счет гидроокислов железа.

Аморфный кремнезем стерильно чистый, не содержит посторонних элементов-примесей (по крайней мере спектральный анализ не улавливает), тогда как вкрапленники гидроокислов железа содержат ничтожные следы марганца. Изотропная кварцевая масса (аморфный кремнезем) могла образоваться при коагуляции коллоидов кремнезема, привносимых с континентов, либо истинных растворов, выносимых из глубоких магматических очагов. Двигаясь, эта масса могла захватывать гидроокислы железа. Однако этот вопрос остается неясным и требует разрешения. Встречается в железистых кварцитах и кластогенный кварц.

Петротектоническим анализом установлено, что кварц сильно метаморфизованных железистых кварцитов одноосный и двуосный, причем количество одноосного кварца составляет примерно 66,6, а двуосного — 33,3%. Двуосный кварц концентрируется небольшими гнездами, вокруг которых располагается одноосный. Характерным для двуосного кварца является крутящий момент, что сказывается на метрике и физическом состоянии решетки. Образование двуосного кварца, вероятно, обусловлено односторонним давлением на массив, причем направление давления, очевидно, менялось во времени.

ВЫВОДЫ

Резюмируя все сказанное необходимо сделать следующие выводы.

1. В железистых кварцитах происходили перераспределение и миграция железа, во времени совпадающие с эпохами тектогенеза и процессами метасоматоза. В результате образовались новые минеральные ассоциации.

2. В строении железистых кварцитов принимают участие магнетиты трех генетических типов: метаморфогенный, гидротермальный и метасоматический. Устанавливается связь метрики кристаллической решетки с генетическими особенностями магнетита.

3. В железистых кварцитах находятся гематиты трех генетических типов: метаморфогенный, гидротермальный и метасоматический.

4. Гематит, слагающий совместно с магнетитом один рудный прослой, является эпигенетическим минералом по отношению к магнетиту.

5. Железорудные минералы железистых кварцитов имеют различную природу: гидроокисную, гидротермальную и метасоматическую.

6. Кварц железистых кварцитов имеет двойственную природу: кластогенную либо образовался из коллоидных или истинных растворов.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСЧАТОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ РОГОВИКОВ КРИВОГО РОГА

Б. И. ПИРОГОВ, В. В. ПИРОГОВА

Институт «Механобрчермет»

Особенностью железистых роговиков Кривого Рога является тонкая слоистость, выражающаяся в чередовании слоев железочерных, синих и бурых — рудных, белых, серых, розовых, красных, зеленых (роговико-кварцевых, силикатных, карбонатных) — нерудных и смешанных. Мощность слоев от нескольких долей до 15—20 мм. Слоистость обусловлена послойной сменой минерального состава, крупности зерен и сростков минералов, что свидетельствует о различной степени перекристаллизации в отдельных слоях.

Несмотря на кажущуюся на первый взгляд однородность вещественного состава железистых роговиков, они характеризуются значительным разнообразием структурных взаимоотношений минералов. Поэтому при изучении структур с целью выявления возрастных взаимоотношений между минералами исключительно важно изучить минеральные сростания, т. е. взаимоотношения минералов во всех комбинациях, встречающихся в роговиках. Изучение минеральных сростаний позволяет выявить закономерности сочетаний минералов и определить последовательность их образования.

Для того чтобы охарактеризовать типы сростаний минералов в железистых роговиках, необходимо прежде всего рассмотреть особенности строения отдельных зерен с точки зрения формы. Это позволит составить четкое представление о характере процессов кристаллизации.

Основным рудообразующим минералом неокисленных железистых роговиков является магнетит, который в виде отдельных зерен и агрегатов входит в состав слоев (рис. 1). 50—80% его образуют сростки — сплошные, полиэдрические, ленточные, ветвистые, а также зерна различной степени идиоморфизма. В гематитовых слоях магнетит нередко дает крупные порфиروبластовые выделения, но чаще, замещая гематит, образует ксеноморфные или пластинчатые индивиды, соизмеримые с гематитом (гематит замещается магнетитом). В некоторых слоях индивиды магнетита имеют форму вытянутых неправильных прямоугольников. Обычно наиболее крупные и идиоморфные выделения магнетита характерны для силикатных и карбонатных слоев. Иногда наблюдаются псевдоморфозы магнетита по карбонату и силикатам, причем замещается карбонат магнетитом прежде всего по двойниковым швам.

В виде крупных идиобластов нередко октаэдрического облика размером 0,3—0,5 до 1 мм магнетит встречается в силикатных слоях роговиков и в сланцах.

Разнообразие размеров и форм индивидов магнетита свидетельствует о сравнительно высокой кристаллизационной способности самого минерала, а также об изменениях при метаморфизме условий кристаллизации. Совершенно очевидно, что наличие в агрегатах магнетита значительного количества индивидов, характеризующихся многогранным строением (полиэдры), указывает на частично заторможенный рост кристаллов. Более резкая кристаллизация, наоборот, обуславливает появление агрегатов с извилистыми и неправильными контурами.

Идиобласты (метакристаллы) магнетита довольно часто имеют включения (прежде всего кварца), захваченные ими при росте. Нередко удается проследить, как по мере увеличения интенсивности кристалли-

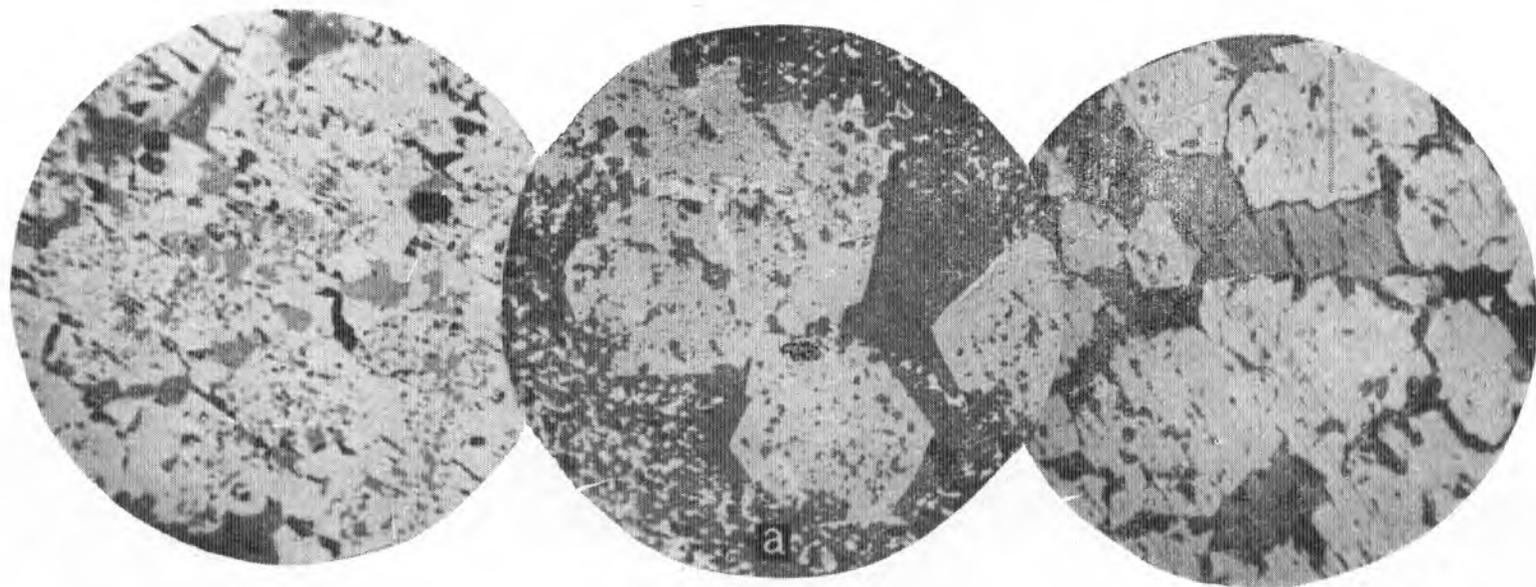


Рис. 1. Структурные признаки магнетита:

a — очищение зерен и агрегатов магнетита от кварцевых включений по мере увеличения интенсивности кристаллизации при метаморфизме (серовато-белое — магнетит,

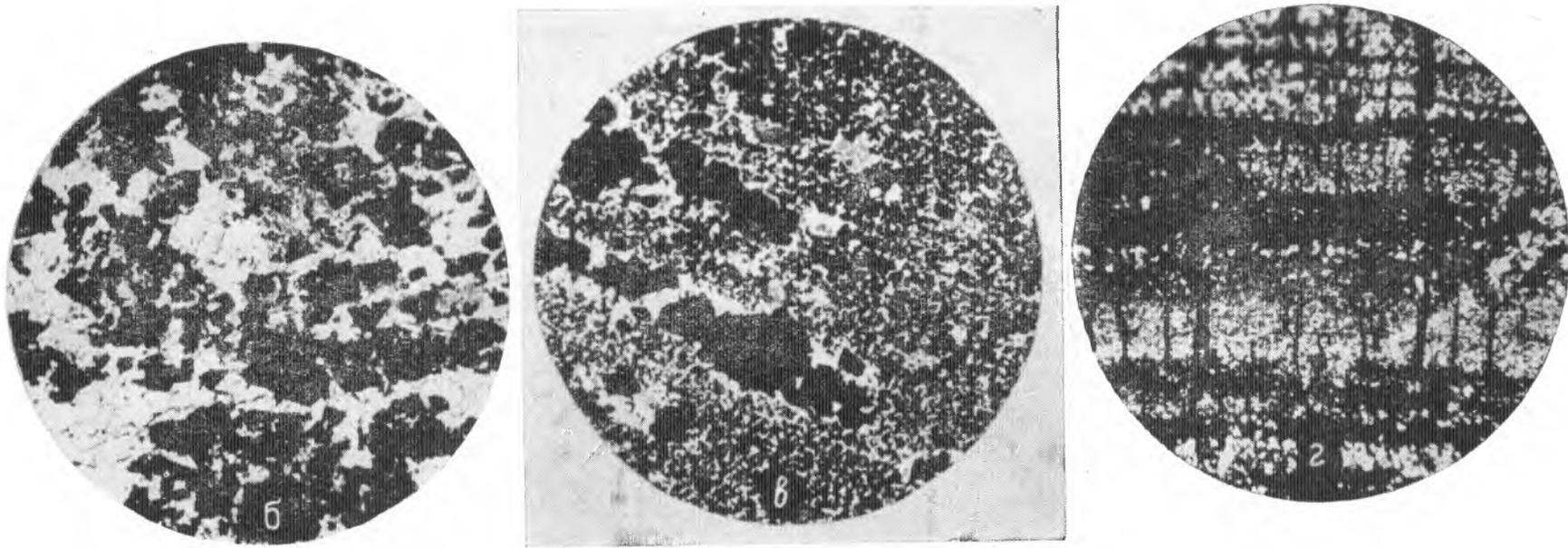


Рис. 1 (продолжение):

белое — гематит, серое — кварц; б — замещение карбонатов магнетитом; в — субграфическая структура с отдельными порфиробластами магнетита; г — развитие метасоматического магнетита по трещинам, перпендикулярным к рудным слоям;



d — полиэдрические агрегаты магнетита; *e* — «кварцевые дворики» между сростками магнетита (черное — магнетит, белое — кварц, серое — карбонаты).
Свет проходящий. Николи ||, ув. 100.

зации крупные зерна и сростки магнетита с мелкими включениями кварца, густо распределенными по всему минералу, постепенно очищаются, включения перемещаются к краю зерна и при полном очищении сосредотачиваются в промежутках между зернами [4]. Иногда включения располагаются параллельно слоистости. Обычно очищение магнетита от включений связано с укрупнением контактирующих зерен карбонатов и кварца до 0,1—0,15 мм, что указывает на прогрессивный характер метаморфизма. В кварцевых же слоях наблюдается явное очищение зерен от рудных включений и осветление породы.

Наряду с магнетитом гематит относится к главным рудообразующим минералам железистых роговиков и характеризуется большим разнообразием морфологических признаков и размеров индивидов. По характеру генезиса гематиты роговиков подразделяются на два типа: 1) собственно гематит (первичный) и 2) псевдоморфный гематит (вторичный) — мартит (таблица, рис. 2).

Характеристика генетических типов и морфологических разностей гематита
(по Б. И. Пирогову и Ю. Л. Грицаю, 1963)

Генетический тип	Морфологическая разность	Характеристика
Собственно гематит (первичный)	Тонкодисперсный — 0,001—0,01 мм (реже 0,02 мм)	Яснокристаллический. Микропластинчатый, игольчатый, каплевидный. Придает слою красный цвет
	Мелкозернистый — 0,02 (реже 0,01)—1,0 (до 0,3) мм	Пластинчатый, чешуйчатый, игольчатый. Ксеноморфный. Придает слою синевато-серый цвет
Псевдоморфный гематит (вторичный) — мартит	Крупночешуйчатый (железная слюдка) — 0,5 (реже 3,0) мм — несколько сантиметров	Листоватые и чешуйчатые кристаллы черного цвета с полуметаллическим блеском
	Структуры замещения магнетита: решетчатые и тонкорешетчатые петьельчатые пятнистые краевых каемок линейные комбинированные	Псевдоморфоза по магнетиту, придает слою синевато-серый цвет

Почти всегда при микроскопическом исследовании мелкозернистого и крупночешуйчатого гематита, особенно в последнем случае, наблюдаются полисинтетические двойники по ромбоэдру (1011), ориентированные в преобладающем большинстве под углом к удлинению индивидов. Как правило, ксеноморфные чешуйки мелкозернистого гематита не несут никаких следов двойникования. В то же время в идиоморфных, ориентированных по слоистости пластинчатых индивидах мелкозернистого гематита нередко обнаруживают полисинтетические двойники. По-видимому, основная причина двойникования — динамические воздействия, возникающие при метаморфизме, как уже отмечалось ранее многими исследователями. П. Рамдор [8] указывает, что некоторые двойниковые пластинки, возникающие непосредственно при росте индивидов, обычно менее многочисленны, а двойники давления всегда встречаются группами и в большинстве случаев по многим плоскостям 1011.

Вследствие образования полисинтетических двойников по ромбоэдру у крупных чешуйчатых индивидов гематита (железной слюдки) плоскости пинакоида бывают покрыты треугольной штриховкой, а плоскости ромбоэдра — параллельной диагональной.

Исследования показывают, что морфологические разности гематита имеют тенденцию к обособлению в отдельных видах слоев, хотя нередко и ассоциируют друг с другом. Так, тонкодисперсный гематит широко

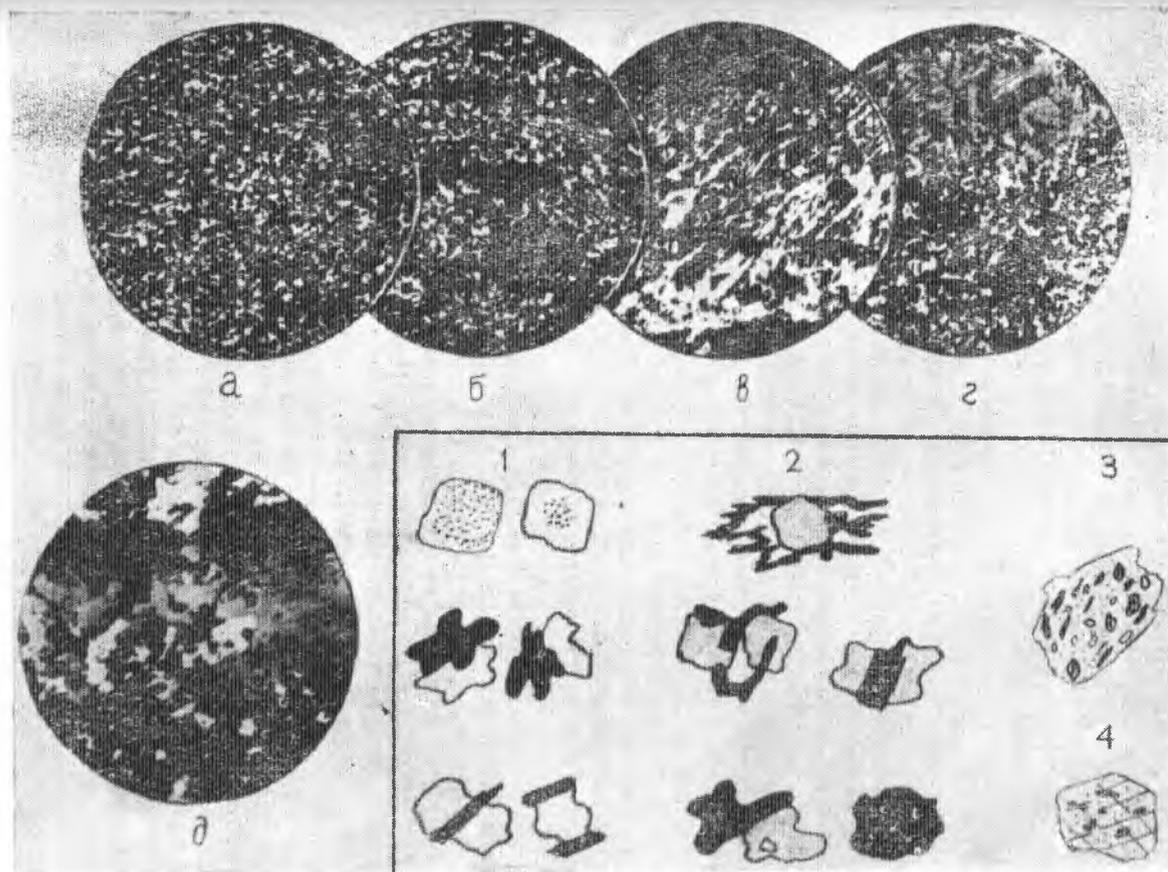


Рис. 2. Структуры гематитсодержащих слоев железистых роговиков и взаимоотношения гематита с различными минералами:

a — равномерно субграфическая структура (ЮГОК); *б* — пятнисто-субграфическая структура (ЮГОК); *в* — пластинчатая структура (НКГОК); *г, д* — переход кварцево-гематитового слоя к магнетитовому (ЮГОК и НКГОК).

Белое — гематит, серое — магнетит, черное — кварц. Свет отраженный. Ув. 100.

Взаимоотношения гематита с: 1 — кварцем, 2 — магнетитом, 3 — альбитом, 4 — карбонатом.

распространен в кварцевых слоях, придавая последним различные оттенки красного цвета. Обычно суммарная мощность красных роговиковых слоев колеблется от 5—10 до 40—50%. Количество гематита в таких случаях не превышает 1,5—3%.

Характер распределения скоплений гематита может быть самым различным:

1) скопления тонкодисперсного гематита приурочены к центру кварцевых зерен, как уже отмечали П. П. Пятницкий (1925), Н. П. Свистальский (1932), Л. И. Мартыненко (1953);

2) изометрические зерна кварца, содержащие тонкодисперсный гематит, концентрируются в роговиковых слоях отдельными пятнами, линзочками, неправильными выклинивающимися слойками;

3) значительные сгущения гематита, переходящие в более крупные игольчатые и таблитчатые индивиды.

Несомненно, процессы перекристаллизации кварца и гематита при региональном метаморфизме обусловили различный характер распределения скоплений тонкодисперсного гематита в слоях.

Мелкозернистый гематит характеризуется большим разнообразием форм кристаллических индивидов и имеет тенденцию к обособлению в определенных видах слоев. Так, ксеноморфные индивиды чаще других встречаются и в большинстве случаев образуют рудные роговиковые слои, в то время как пластинчатые и чешуйчатые формы в основном характерны для чисто рудных слоев. Пластинчатые индивиды гематита в слоях имеют двоякую ориентировку: по направлению слоистости или под углом до 25° к ней. Возникновение пластинчатых индивидов мелкозернистого гематита следует связывать с прогрессивным метаморфизмом ксеноморфных индивидов при повышенной температуре и направленном давлении. Причем это связано со стремлением самого гематита при углублении метаморфизма за счет повышенной кристаллизационной способности образовывать идиоморфные кристаллы, отвечающие его слоистой структуре.

Крупночешуйчатый гематит (железная слюдка) приурочен к секущим полиминеральным и мономинеральным жилкам, обнаруживая довольно часто формы расщепленного роста. В рудных слоях роговиков встречаются чешуйки гематита, не ориентированные по слою. Обычно они в три-пять раз крупнее индивидов основной массы мелкозернистого гематита, нередко развиваются по магнетиту в роговиках, совершенно не подверженных процессам окисления, что, несомненно, доказывает их гипогенное происхождение.

Псевдоморфный гематит — мартит — весьма широко развит среди окисленных железистых роговиков, образуя различные структуры замещения по магнетиту (см. таблицу).

Гидроокислы железа (гетит, гидрогетит, лепидокрокит и их смеси) приурочены к зоне гипергенеза. В роговиках они чаще развиваются как псевдоморфные минералы по магнетиту, пириту, карбонатам и силикатам в виде сплошных и петельчатых агрегатов, прожилков, а также образуют натечные, гроздевидные, игольчатые выделения, землистые (охристые) массы. Нередко наблюдаются кавернозные и пористые образования. Кроме того, гидроокислы железа обычно выполняют значительное количество трещин и пустот. Замещающая амфибол, они иногда сохраняют форму последнего. Встречаются псевдоморфозы по скаленоэдрическим кристаллам сидероплезита. В сланцевых слоях гидроокислы железа в основном образуют охристые массы в смеси с глинистыми минералами.

Кварц в железистых роговиках и сланцах — один из главных породобразующих минералов. Он входит также в состав многочисленных секущих жил и в виде мелких кристалликов зачастую выполняет пустоты и трещины. Формы и размеры индивидов кварца в железистых рого-

виках изменяются как по слоям, так и в зависимости от ассоциирующихся с ним минералов. Кварц встречается в виде изометрических с полигональными очертаниями, столбчатых, чечевицеобразных вытянутых по слоистости, округлых и ксеноморфных индивидов.

Значительная часть индивидов кварца в железистых роговиках имеет размеры от 0,01 до 0,07 мм. В более бедных роговиках размеры индивидов кварца крупнее — до 0,2 мм.

Форма кварцевых зерен во многом определяет структурный рисунок слоев. Для роговиков ЮГОКа, НКГОКа, ИНГОКа и ЦГОКа характерна мелкозернистость кварца с полигональными, столбчатыми и ксеноморфными формами зерен и порой интенсивная запыленность гематитом, магнетитом, карбонатами.

Иногда в рудных слоях встречаются волокнистый и столбчатый кварц с вытянутостью индивидов параллельно слоистости и перпендикулярно к граням порфиروблобов рудного минерала, так называемые «кварцевые дворики».

В окисленных и дезинтегрированных роговиках широко распространен маршалит (мучнистый кварц) с размерами индивидов 0,01—0,1 мм. Крупнозернистый кварц (до 1—3 мм) составляет многочисленные прожилки. Форма зерен последних обычно неправильная. Встречаются и отдельные жилы, в которых кварц представлен кристалликами дипирамидального облика до 1—5 см, образующих щетки.

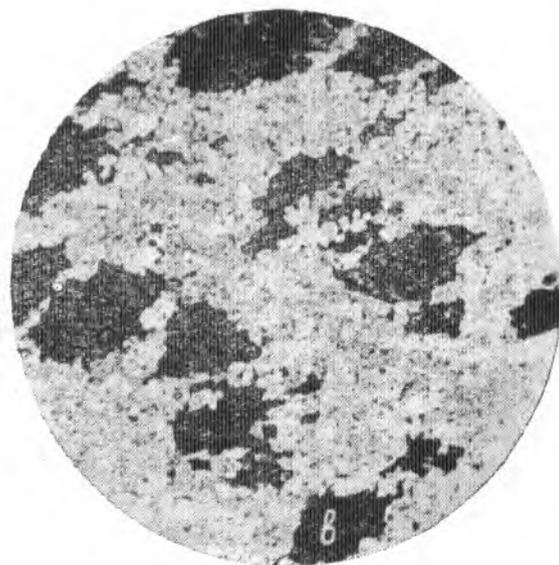
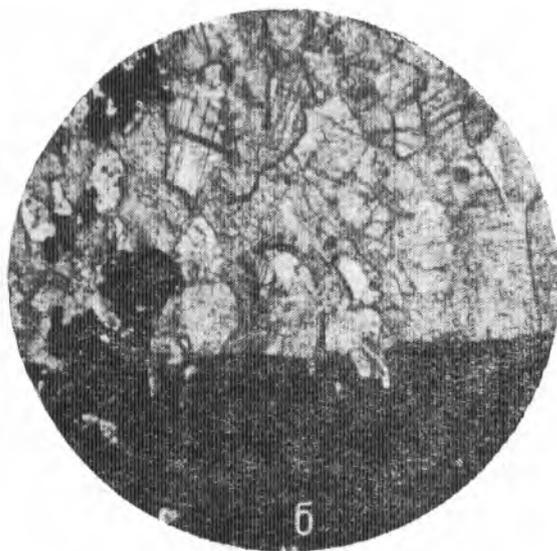
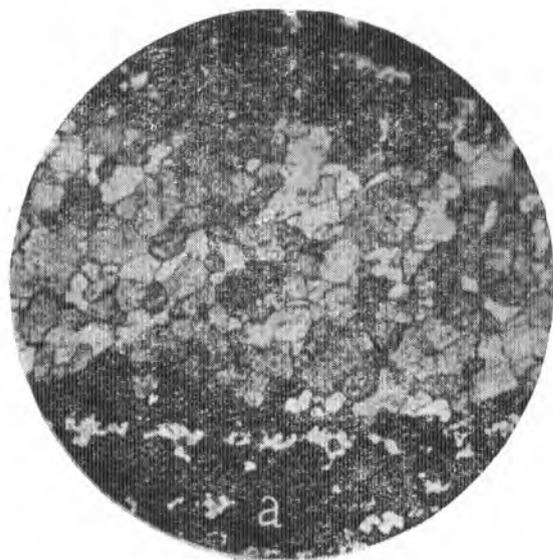
В сланцах кварц в основном встречается в виде угловато-неправильных и удлинено-вытянутых с неровными поверхностями кластических индивидов размером 0,06—0,25 мм. В зонах брекчирования он чаще всего перетерт и смешан с карбонатами и серицитом.

Карбонаты в железистых роговиках развиты почти повсеместно и представлены минералами групп кальцита и доломита (рис. 3). Разнообразие условий их образования (седиментационно-диагенетические, метаморфические, гидротермальные, гипергенные) существенно сказываются на формах роста и размерах индивидов. Это зернистые, идиоморфные и ксеноморфные индивиды, сферолитовые агрегаты, оолитоподобные образования, скаленоэдрические и ромбоэдрические кристаллы, иногда зональные и довольно часто с полисинтетическими двойниками. Нередко удается проследить послойную перекристаллизацию полиминеральных агрегатов с укрупнением зерен и характерным отталкиванием микропримесей (рудных, углистых, глинистых, кварцевых частиц) за пределы новообразований. В целом для карбонатов весьма характерен неравномерный рост кристаллов, особенно в связи с неоднократным изменением условий минералообразования.

Силикаты в железистых роговиках обычно представлены таблитчатыми, чешуйчатыми, столбчатыми, лучистыми, игольчатыми индивидами и разнообразными агрегатами (рис. 4). Почти повсеместно в роговиках и, особенно, в сланцах прослеживается расщепление формы роста амфиболов. Причем в роговиках чаще расщепление происходит в начале кристаллизации с образованием радиальнолучистых агрегатов, т. е. вслед за расщеплением идет рост обычных кристаллов.

Хлориты приурочены к различным по минеральному составу слоям железистых роговиков, сланцев и многочисленным секущим прожилкам.

Довольно часто они образуют самостоятельные силикатные слои, количество которых возрастает от центральной части железистого горизонта к висячему и лежащему бокам (к сланцевым горизонтам). Суммарная мощность силикатных слоев изменяется от 1 до 50—70%, при этом возрастает и истинная мощность слоев от 0,5 до 20—50 мм. Как показали исследования, изменяется не только мощность силикатных слоев, а состав и свойства самих хлоритов: увеличивается железистость и показатели преломления [6]. В железистых роговиках хлориты в основном



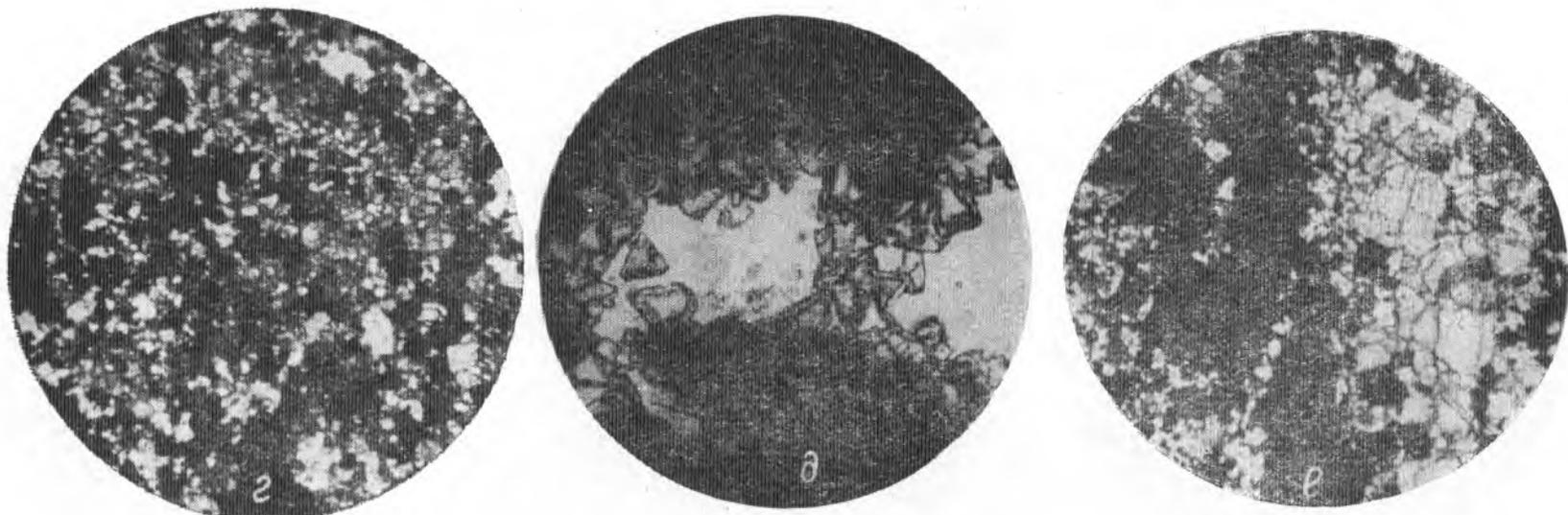


Рис. 3. Формы роста карбонатов:

a, z, e — зернистые выделения; *б* — ориентированный рост индивидов карбоната от грани магнетита; *в* — оолитоподобные образования в роговчатом слое; *д* — скалено-эдрические выделения на агрегатах гетита.
Серое — карбонаты, черное — магнетит и гетит. Свет проходящий. Николи ||, ув. 100.

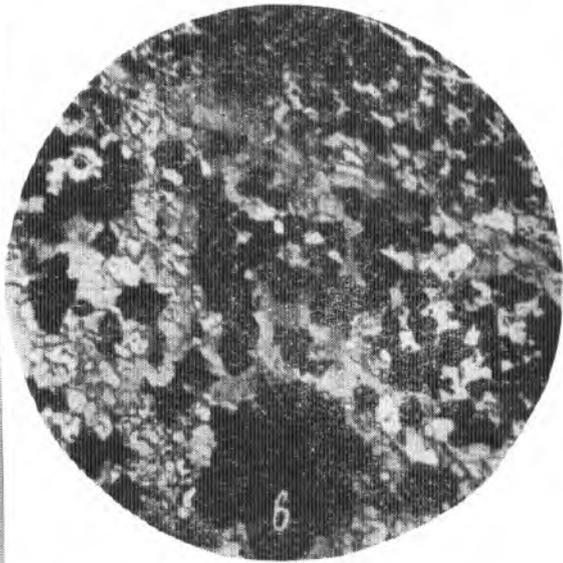
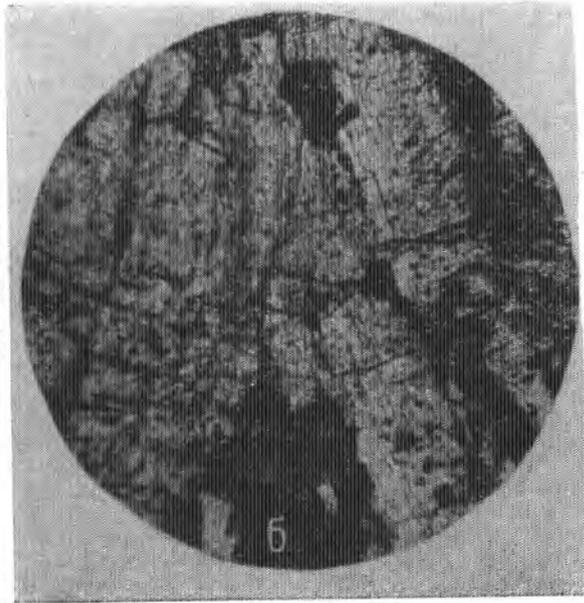
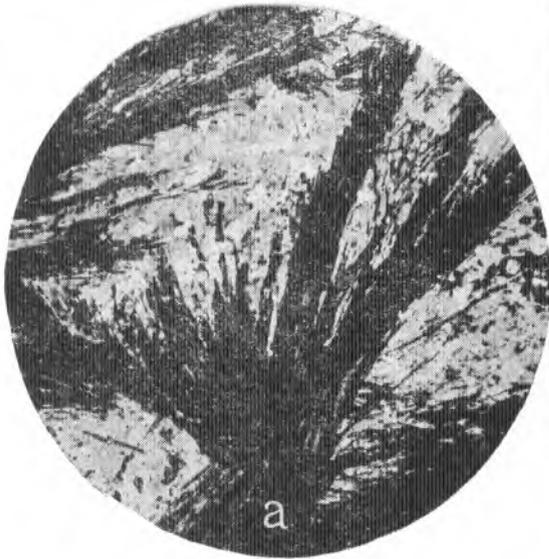




Рис. 4. Формы роста силикатов в роговиках и их взаимоотношения с минералами:
а, б — расщепление формы роста амфиболов; в — чешуйчатые агрегаты хлорита с порфиробластами магнетита. г — нематогранобластовая структура роговика; д — порфи-
робластовые выделения альбита в рудном слое; е — зональные турмалины.
Свет проходящий. Николи || (а — г, е) и + (д), ув. 100.

выполняют промежутки между зернами магнетита, нередко чешуйки хлорита содержат мельчайшие карбонатные, рудные, а в сланцах и графитовые включения. В роговиках и сланцах наблюдаются замещения хлоритов биотитом, куммингтонитом, магнетитом. Процессы замещения обуславливают появление нескольких генераций хлоритов, характеризующихся меньшими показателями преломления и меньшей железистостью по сравнению с первичными хлоритами (явление очень характерное для сланцев).

Округлые, неправильные выделения с интенсивными включениями карбонатов, хлорита, биотита, магнетита образует альбит, который

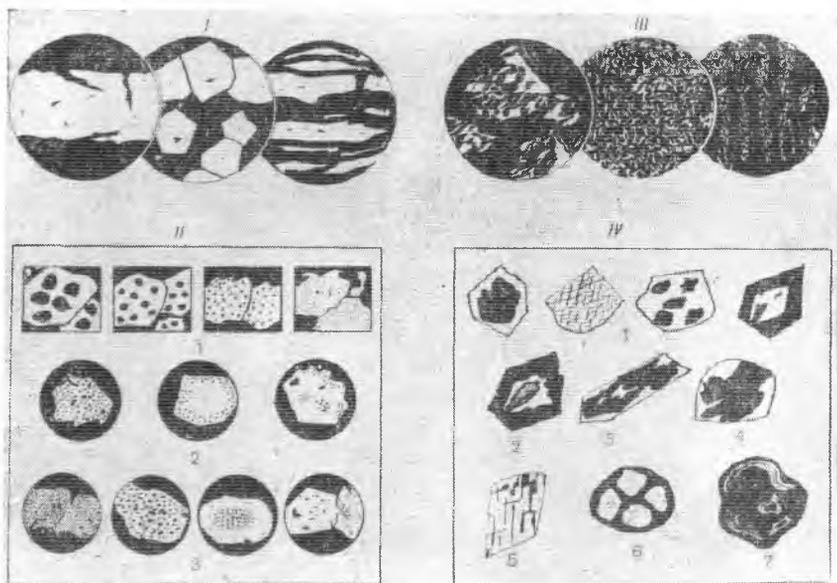


Рис. 5. Типы сростаний минералов в железистых роговиках Кривого Рога:

I — субидiomорфные сростания (белое — магнетит, черное — кварц); *II* — пойкилитовые сростания с разделением по: 1 — крупности вкрапленности (крупно-, средние, мелко- и тонковкрапленные), 2 — степени равномерности вкрапленности (равномерная, неравномерная, весьма неравномерная), 3 — интенсивности вкрапленности (весьма интенсивная, интенсивная, средняя, редкая); *III* — мirmekитоподобные сростания (белое — гематит или магнетит, черное — кварц); *IV* — особые формы сростаний, обусловленные замещением: 1 — магнетита (белое) гематитом (черное) — мартитизация; 2 — магнетита (черное) гематитом (белое) и гетитом (серое); 3 — гематита (белое) магнетитом (черное) — мушкетовитизация; 4 — пирита (белое) лимонитом (черное); 5 — сидерита (белое) магнетитом (черное); 6 — кварца (белое) гетитом (черное); 7 — мартита и магнетита (черное) лимонитом (серое и темносерое).

обычно приурочен к карбонатно-магнетитовым слоям роговиков. Местами он полностью замещается карбонатами.

Турмалин в роговиках и сланцах встречается в виде призматических кристаллов, нередко имеющих идиоморфные гексагональные сечения, а также в округлых и ксеноморфных зернах размером 0,05—0,5 мм. Края зерен изъедены особенно сильно на границе с карбонатами. Наблюдается также замещение турмалина магнетитом и кварцем.

Иногда встречаются зональные кристаллики турмалина: центральная часть имеет буровато-зеленую окраску ($Np=0,030-0,32$), а периферия — светло-зеленую ($Np=0,028$), что, несомненно, связано с некоторыми изменениями в составе турмалина.

Несмотря на разнообразие размеров и форм индивидов и агрегатов различных минералов, в роговиках Криворожского железорудного месторождения можно выделить четыре типа сростаний минералов (рис. 5).

Субидiomорфные сростания — сростающиеся минера-

лы — контактируют друг с другом. Граница примыкающих минералов обычно правильная, ровная, реже слегка извилистая. Сами срastaющие минералы довольно идиоморфны.

Пойкилитовые срastания — зерна одного минерала — наблюдаются в виде включений в другом. По размерам включений пойкилитовые срastания подразделяются на крупновкрапленные (размер вкрапленников 0,05—0,07 мм), средневкрапленные (0,03—0,05 мм) и тонковкрапленные — эмульсионные (0,01—0,001 мм и менее). Характер вкрапленности помимо размера определяется степенью равномерности и интенсивностью.

Мирмекиитоподобные срastания — минеральные индивиды, проникая друг в друга, тесно срastаются между собой.

Особые формы срastания, обусловленные замещением, характеризуются разнообразием форм, которые не могут быть отнесены к перечисленным выше типам. Своим происхождением они обязаны различным процессам замещения.

Типы срastаний минералов являются отражением конкретных условий минералообразования и помогают расшифровать их и определить последовательность процесса.

Касаясь вопроса образования полосчатости железистых роговиков, следует подчеркнуть, что она является результатом этапов сложной геологической истории формирования текстуры железистых пород.

В последние годы в связи с бурным развитием обогащения железистых роговиков выполнено большое количество минералого-петрографических исследований, которые позволили глубже понять вещественный состав, закономерности его изменчивости и внимательнее присмотреться к особенностям слоистости.

По мнению большинства исследователей, полосчатость в железистых породах — это реликтовая слоистость, преобразованная в процессе регионального метаморфизма. Доказано, что в сланцах, кристаллических роговиках и даже гнейсах сохраняется первичная слоистая текстура или ее реликты и другие первичные текстурные знаки: знаки ряби, трещины усыхания и др.; в ряде случаев перекристаллизация породы совершенно не нарушает облика слоистости. «Однако, используя слоистость как несомненный генетический признак, указывающий на обстановку седиментации докембрийских толщ, необходимо, — говорит Л. Н. Ботвинкина [1, стр. 239], — одновременно учитывать и специфичность их формирования: отсутствие или слабое развитие живых организмов, отсутствие наземной растительности, особенности химической обстановки (состав воды и атмосферы) и т. д.».

Петрографические исследования показали, что характер полосчатости тесно увязан с минеральным составом, размерами индивидов и агрегатов, что, несомненно, является ярким свидетельством отражения седиментогенеза. Как утверждает Л. Н. Ботвинкина [1], существенное влияние диагенеза на слоистую текстуру сводится к подчеркиванию слоевых элементов и образованию более резких границ их раздела.

До сих пор почти все исследователи всякое нарушение правильной слоистости в железистых роговиках Кривого Рога связывали только с проявлением тектоники и более поздними, чем седиментационно-диагенетическое, воздействиями. Наши наблюдения полностью подтверждают высказанное Ю. Г. Гершойгом [2] мнение о том, что многие нарушения слоистости — линзовидное и линзовидно-волнистое залегание роговиковых слоев, косая и косо-волнистая слоистость, сингенетические брекчии и т. д. — обусловлены процессами седиментации и диагенеза.

Все это вместе с характером прослеженной нами аутигенно-минеральной зональности в железистых роговиках [6] подтверждает высказанную ранее точку зрения о том, что в докембрии текстурные особенности

роговиков и их зональность развивались в мелководных и ограниченных по размерам водоемах.

Л и т е р а т у р а

1. Ботвинкина Л. Н.— В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, в. 119. «Наука», М., 1965.
2. Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 8.
3. Мартыненко Л. И.— Ученые записки Черновицкого ун-та, серия геол. географ., X, в. 3, 1953.
4. Пирогов Б. И. К минералогии магнетитовых роговиков ЮГОКа, Зап. Укр. отд. Всес. минералог. об-ва. Изд-во АН УССР, К., 1962.
5. Пирогов Б. И., Грицай Ю. Л.— В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, К., 1963.
6. Пирогов Б. И.— Литология и полезные ископаемые, 1965, 5.
7. Пятницкий П. П.— В кн.: Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии, в. 17. Научно-техн. отд. ВСНХ, типо-лит. ВТУ им. Дунаева, М., 1925.
8. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М., 1962.
9. Свистальский Н. И. и др.— В кн.: Труды Всесоюз. геологоразв. объединения, в. 153. НКТП, Гос. научно-техн. геологоразв. изд-во, М.— Л., 1932.

ПОЛОСЧАТАЯ ТЕКСТУРА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Л. Я. Х О Д Ю Ш

Научно-исследовательский институт геологии
Днепропетровского государственного университета

Для познания генезиса железистых кварцитов большое значение приобретают литологические методы изучения пород, в частности, исследование слоистых текстур. Слоистые текстуры отражают историю и механизм формирования осадка — палеогеографическую обстановку периода осадконакопления, фациальные и гидродинамические условия осаждения, диагенез осадка. Слоистость, кроме того, является одним из наиболее устойчивых признаков: в то время как вещественный состав и структура первичноосадочных пород претерпевают значительные изменения при диагенезе и метаморфизме, слоистость нередко сохраняется на высоких ступенях метаморфизма.

Несмотря на большое генетическое значение, слоистость железистых кварцитов изучена недостаточно. Приводимые в литературе сведения о морфологии, минерало-петрографическом составе слоев и характере их чередования далеко неполные, иногда неверные, нередко основываются либо на частных случаях, либо на общих представлениях без детального изучения самой полосчатой текстуры. В известных трудах Е. С. Мура и И. Е. Мейнарда [21], Сакамото Такао [22], А. Александрова [17], специально посвященных генезису полосчатых текстур, на которые ссылаются отечественные и зарубежные исследователи, приведены подробные сведения об условиях миграции железа и кремнезема в современных и древних водоемах, результаты экспериментальных исследований по моделированию полосчатых текстур, но в этих трудах почти нет данных исследований вещественного состава полос, слагающих железистые кварциты.

Номенклатура полосчатых текстур также не упорядочена, единая классификация до настоящего времени не разработана. Сам термин «полосчатость», употребляемый в геологии для текстур, образованных при метаморфизме и магматической инъекции, по отношению к железистым

кварцитам генетически неправильный. Полосчатая текстура пород, как образованная при седиментогенезе и сформированная при диагенезе, должна именоваться слоистой. Также неверно применяется термин «прослой» для обозначения слоя незначительной мощности. Учитывая, что в железистых кварцитах наряду с чередующимися тонкими рудными и нерудными слоями, именуемымися «прослоями», встречаются настоящие прослои, т. е. слои, отличающиеся по составу от включающего их слоя, отождествление понятий «слой» и «прослой» недопустимо. Так как вопросы терминологии должны решаться только коллегиально и не являются содержанием данной работы, то пока применяем термины «слоистый» и «полосчатый» как синонимы. Для характеристики слоевых элементов и морфологии полосчатых текстур мы приняли классификацию Л. Н. Ботвинкиной [4] с учетом трудов Б. Н. Вассоевича и Ю. А. Жемчужникова.

Изучение слоистой текстуры проводилось на материалах Белозерского железорудного района с использованием данных по другим структурно-фациальным зонам Украинского щита, а также по Оленегорскému месторождению и КМА. Слоистость исследовалась макроскопически на обработанной поверхности керна и в пришлифовках*, под микроскопом на шлифах площадью 5×8 см с применением метода микрофотографирования и построения микрофотограмм состава для каждой минеральной разновидности железистых кварцитов.

МОРФОЛОГИЯ СЛОИСТОЙ ТЕКСТУРЫ

Главная морфологическая особенность слоистой текстуры всех разновидностей железистых кварцитов — сложный полиритмический характер слоистости, а не простое переслаивание рудных и кварцевых слоев, как до сих пор указывали многие исследователи. Железистые кварциты слагаются ритмически переслаивающимися относительно широкими железистыми (рудными) и кварцевыми (нерудными) слоями, обуславливающими слоистость первого порядка. Каждый слой в свою очередь состоит из чередующихся более тонких элементарных слоев различного, но строго определенного для каждой разновидности минерального состава, образующих слоистость второго порядка. Последняя является внутренней текстурой рудных и нерудных слоев и, согласно Б. Н. Вассоевичу [5] и Л. Н. Ботвинкиной [4], может быть отнесена к слойчатости. Мощность слоев первого порядка — от 2—3 мм до нескольких сантиметров, слои второго порядка имеют мощность от долей миллиметра до 2 мм [15, 7, 6].

По ширине полос железистые кварциты делятся на тонкополосчатые (1—3 мм), среднеполосчатые (3—5 мм), широкополосчатые (5—10 мм) и грубополосчатые (более 10 мм). Учитывается только полосчатость первого порядка, так как по размерам полос второго порядка все железистые кварциты должны относиться к классу тонкополосчатых.

Кроме более или менее обособленных рудных и нерудных слоев встречаются слои, состоящие из переслаивающихся сравнительно тонких рудных и нерудных слоев. Смешанные слои не следует относить к слоистости второго порядка.

Таким образом, главными текстурными (слоевыми) элементами железистых кварцитов являются *слои* (рудные, нерудные, смешанные)

* Макроскопически слоистая текстура наиболее отчетливо выявляется на обработанной поверхности керна, хуже — в полированных штуфах и в свежем изломе. В последнем случае тонкая слоистость почти не различима и в полевых условиях нередко пропускалась.

и *слойки*. Под *прослоями* понимают слои инородного для данной разновидности кварцитов состава, соизмеримые по мощности и с рудными и нерудными слоями первого порядка, под *прослойками* подразумевают слои инородного для данного слоя состава, соизмеримые по мощности

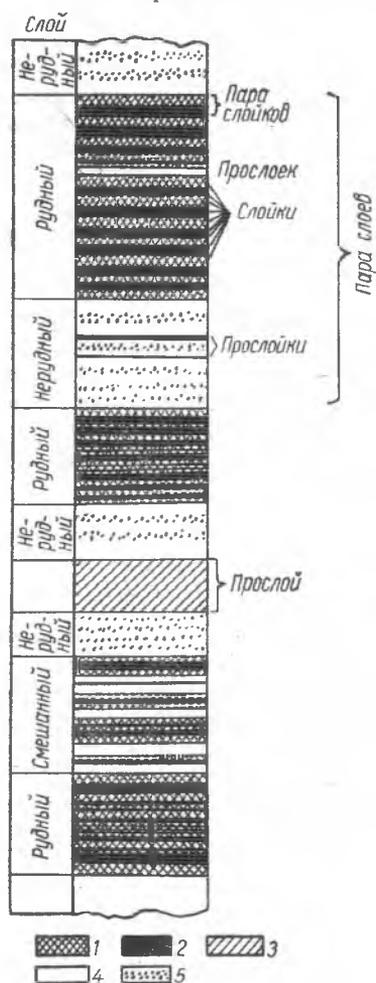


Рис. 1. Схема слоевых элементов в железистых кварцитах:

1 — карбонат, 2 — магнетит, 3 — хлорит, 4 — кварц, 5 — примесь рудного минерала.

со *слоиками* второго порядка, слагающими рудный или нерудный слой (рис. 1).

Согласно морфологической классификации Л. Н. Ботвинкиной, слоистость железистых кварцитов первого и второго порядков относится к типу горизонтальной. По соотношению слоев — слоистость параллельная, по их группировке — ритмическая равномерная и неравномерная с двухчленным строением ритмов. Границы как между рудными и нерудными слоями, так и между *слоиками* внутри слоев отчетливые, ровные, реже с постепенными переходами.

На общем определяющем фоне правильной горизонтальной параллельной слоистости наблюдаются нарушения слоев, возникшие в стадию литогенеза. Сюда относится несогласное залегание пачек слоев, связанное с местными размывами и деформацией слоев, обусловленной ростом конкреций. Несогласное залегание слоев в хлорито-карбонатно-магнетитовом кварците изображено на рис. 2. Угловое несогласие между пачками здесь порядка 20° , поверхность несогласия неровная, залегающие на ней нижние *слойки* повторяют неровности поверхности несогласия и постепенно выравниваются кверху за счет утолщения *слоиков* во впадинах и утонения — в выпуклостях. Несогласное залегание пачек слоев обусловлено, по-видимому, быстрым размывом ранее отложившихся слоев. В отдельных случаях несогласно залегают сланцы и кварциты (рис. 3), что свидетельствует о более сильном размыве и последующем отложении в других, более мелководных фациальных условиях. Деформация *слоиков*, связанная с ростом конкреций, наблюда-

ется во всех разновидностях кварцитов. Чаще всего встречаются случаи облекания кремнистых конкреций размером от нескольких миллиметров до 1 см, а также мелких стяжений пирита размером 2—3 мм.

Горизонтальная протяженность слоев и *слоиков* колеблется в широких пределах: самые тонкие выдерживаются на протяжении нескольких сантиметров, а иногда и миллиметров, более мощные слои прослеживаются на расстоянии нескольких метров. Количество *слоиков* в рудных слоях — от двух-трех до нескольких десятков, но наиболее часто 19, 21, 23 *слоика*, т. е. близкое к 11 парам, что могло отвечать одиннадцатилетней периодичности появления пятен на Солнце.

Форма *слоиков* в железистых кварцитах нередко линзовидная. Линзовидную форму, как правило, имеют кварцитовые слои; при этом линзы в одних случаях заканчиваются тупо, в других — утоняются посте-

пенно. Короткие линзы в плане имеют эллипсовидную форму и являются сильно сплюснутыми конкрециями, возникшими в стадию синдиогенеза. Перерывов между рудными и нерудными слоями и внутри рудных слоев между слойками, как правило, нет, что свидетельствует об отсутствии перерывов при образовании железистых и кремнистых слоев. Следы размыва и разъедания кремнистых слоев железистыми, описанные Ю. Г. Гершойгом, встречаются, но как редкое исключение, и не имеют ритмического характера. В окисленных и оруденелых кварцитах наличие неровностей, карманов и т. д. на поверхности кварцевого слоя связано с эпигенетическими процессами, в частности с выщелачиванием кварца. Также в железистых кварцитах не наблюдаются текстуры, связанные с волнением и течениями, т. е. косая слоистость и знаки ряби. Последние, как известно, фиксируют гидродинамику среды при накоплении механических осадков и не могут возникать при седиментации тончайших коллоидных илистых железисто-кремнистых осадков, которые при малейшем волнении должны были взмучиваться.

СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ В МИНЕРАЛО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЯХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Железистые кварциты — своеобразные горные породы, состоящие из перемежающихся тонких слоев, каждый из которых представляет собой самостоятельную породу. Нерудные слои — это химические осадочные кварциты (роговики), состоящие преимущественно из кварца микрогранобластовой мозаичной текстуры и присущие всем без исключения разновидностям железистых кварцитов, рудные слои — железистые породы различного состава, характерного для каждой разновидности железистых кварцитов.

Для перемежающихся рудных и нерудных слоев, обуславливающих слоистость первого порядка, характерна внутренняя слоистость второго порядка или слойчатость.

В *нерудных* слоях слоистость второго порядка обусловлена послойным распределением вкраплений кристаллов и примеси тонкорассеянных «пылевидных» минералов, обычно слагающих соседний рудный слой. Примеси придают нерудным слоям различную окраску: примесь микрокристаллического «эмульсионного» гематита окрашивает кварцевые слои в розоватый и сургучно-красный, мелкотаблитчатого гематита — в синеватый, магнетита — в серый и черный, карбоната — в молочно-белый и горохово-желтый, хлорита — в зеленоватый, углистого

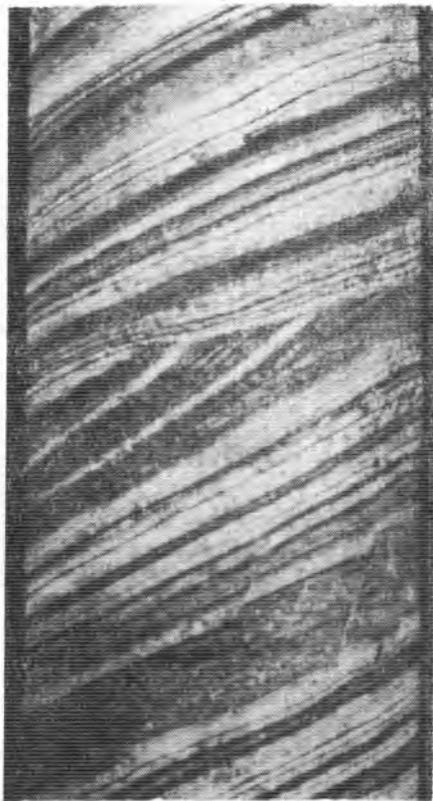


Рис. 2. Несогласное залегание слоев в хлорито-карбонатно-магнетитовых кварцитах.

Темное — рудные полосы, светлое — кварцевые. Белозерский район, скв. 274, гл. 1024 м. Керн, ум. 0,7.

вещества — в темно-серый цвета. Границы слоев большей частью нерезкие, расплывчатые.

В рудных слоях слоистость второго порядка обусловлена чередованием слоев различного минерального состава, строго определенного для каждой минеральной разновидности железистых кварцитов. Так, в карбонатно-магнетито-хлоритовых кварцитах, являющихся переходными породами к вмещающим сланцам, чередующиеся в рудном слое элементарные слои сложены преимущественно хлоритом и карбонатом с примесью магнетита и кластогенного кварца. В карбонатных кварцитах слойчатость обусловлена чередованием слоев карбоната, в раз-

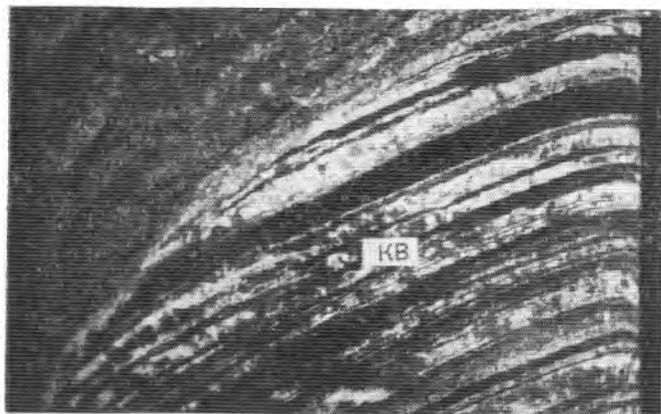


Рис. 3. Несогласное залегание кварцитов (КВ) и сланцев (СЛ). Белозерский район, скв. 274, гл. 1032,4 м. Керн, ум. 0,8.

личной степени обогащенных углеродистым веществом и кварцем. В карбонатно-магнетитовых и магнетито-карбонатных кварцитах чередуются слои преимущественно карбонатного и магнетитового состава, при этом в магнетито-карбонатных кварцитах преобладают карбонатные слои, а в карбонатно-магнетитовых — магнетитовые. В магнетитовых кварцитах слойчатость выражается перемежаемостью слоев магнетитового состава и полурудных слоев кварцево-магнетитового состава. В рудных слоях гематито-магнетитовых кварцитов чередуются магнетитовые и кварцево-гематитовые слои. Переслаивание в рудном слое только рудных и кварцевых слоев, как это указывает Ю. Г. Гершойг [6], не типично для всех железистых кварцитов и встречается как частный случай в магнетитовых (мартитовых) и гематито-магнетитовых кварцитах.

Элементарные слои рудных слоев редко бывают мономинеральными и, как правило, содержат примесь кварца и минералов соседних слоев. Границы слоев в слабо метаморфизованных разновидностях отчетливые, нередко очень резкие, за исключением сланце-кварцитов, где переходы между слоями бывают постепенные. На более высоких ступенях метаморфизма слоистость первого порядка сохраняется, в то время как слоистость второго порядка постепенно исчезает. Магнезиально-железистые карбонаты переходят в гронерит и куммингтонит, но не в магнетит, как считают многие исследователи, а на самых высоких ступенях метаморфизма — в пироксены и оливин. Расположение слоев магнезиально-железистых силикатов и магнетита в кварцитах высоких ступеней метаморфизма соответствует расположению слоев сидероплезита и магнетита в менее метаморфизованных разновидностях.

В окисленных железистых кварцитах полосчатость первого и второго порядков сохраняется, при этом карбонаты железа переходят в тонкодисперсный гематит, магнетит — в мартит, силикаты железа — в глинистые минералы и тонкодисперсный гематит. Расположение слоев тонкодисперсного гематита и мартита в окисленных кварцитах соответствует расположению слоев сидероплезита и магнетита в неокисленных кварцитах.

При оруденении железистых кварцитов с образованием богатых железных руд происходит выщелачивание кварца и исчезновение нерудных слоев, а следовательно, широкополосчатой текстуры первого порядка. Именно этим объясняется только тонкополосчатая текстура богатых железных руд, являющаяся унаследованной тонкой слоистостью второго порядка рудных слоев исходных железистых кварцитов. Рисунок расположения тонких слоев в различных разновидностях богатых руд повторяет рисунок расположения слоев в рудном слое кварцитов соответствующих разновидностей. Схематически этот процесс изображен на рис. 4 для двух наиболее распространенных исходных разновидностей железистых кварцитов — карбонатно-магнетитовой и гематит (железнослюдково)-магнетитовой.

Работами последних лет установлено, что в железорудных толщах различных месторождений железисто-кремнисто-сланцевых формаций наблюдается определенная закономерность в размещении разновидностей железистых кварцитов, обусловленная аутигенно-минеральной зональностью, при этом аутигенноминеральные зоны располагаются от более восстановительных в прибрежной части моря к более окислительным в глубоководной [12, 10, 15, 9]. Соответственно в нормальном разрезе в направлении от нижней границы со сланцами к верхней разновидности железистых кварцитов низких ступеней метаморфизма располагаются в следующем порядке: магнетито-карбонатно-хлоритовая — хлорито-магнетито-карбонатная — карбонатно-магнетитовая — магнетитовая — гематито-магнетитовая — магнетито-гематитовая — гематито-магнетитовая — магнетитовая — карбонатно-магнетитовая — магнетито-карбонатная — магнетито-карбонатно-хлоритовая. На высоких ступенях метаморфизма, как указывалось, карбонаты переходят в амфиболы, пироксены и оливин. Пространственно эти новообразованные силикатсодержащие разновидности занимают место карбонатной аутигенноминеральной зоны, но не силикатной, как считает Н. А. Плаксенко. Это обстоятельство необходимо учитывать при построении фациальных профилей и корреляции разрезов железистых кварцитов различных ступеней метаморфизма.

В зависимости от количества входящих в железистые кварциты породообразующих минералов (без кварца) они делятся на одно-, двух- и трехкомпонентные. Однокомпонентные разновидности — магнетитовая, карбонатная и гематитовая — встречаются сравнительно редко, полосчатость второго порядка в рудном слое здесь обусловлена чередованием слоев с различной структурой и различным содержанием примеси кварца, или, как в случае карбонатной разновидности, различным содержанием примеси углеродистого вещества. Двухкомпонентные разновидности являются переходными между однокомпонентными и наиболее широко распространены. В рудных слоях двухкомпонентной разновидности чередующиеся слои складываются преимущественно одним из двух компонентов, и в каждой разновидности ассоциируют только те два минерала, которые в аутигенноминеральном ряду (хлорит-сидерит-магнетит-гематит) стоят рядом. В связи с этим в рудных слоях двухкомпонентных разновидностей возможно чередование только сидеритовых и магнетитовых, магнетитовых и гематитовых. Железистых кварцитов, в которых чередовались бы в первичной ассоциации гематитовые и сиде-

ритовые, гематитовые и хлоритовые слои, нет. При трехкомпонентном минеральном составе железистых кварцитов один из трех минералов всегда находится в подчиненном количестве по отношению к двум другим и не образует самостоятельных элементарных слоев. Так, в хлорито-магнетито-карбонатном кварците чередуются хлорито-магнетитовые

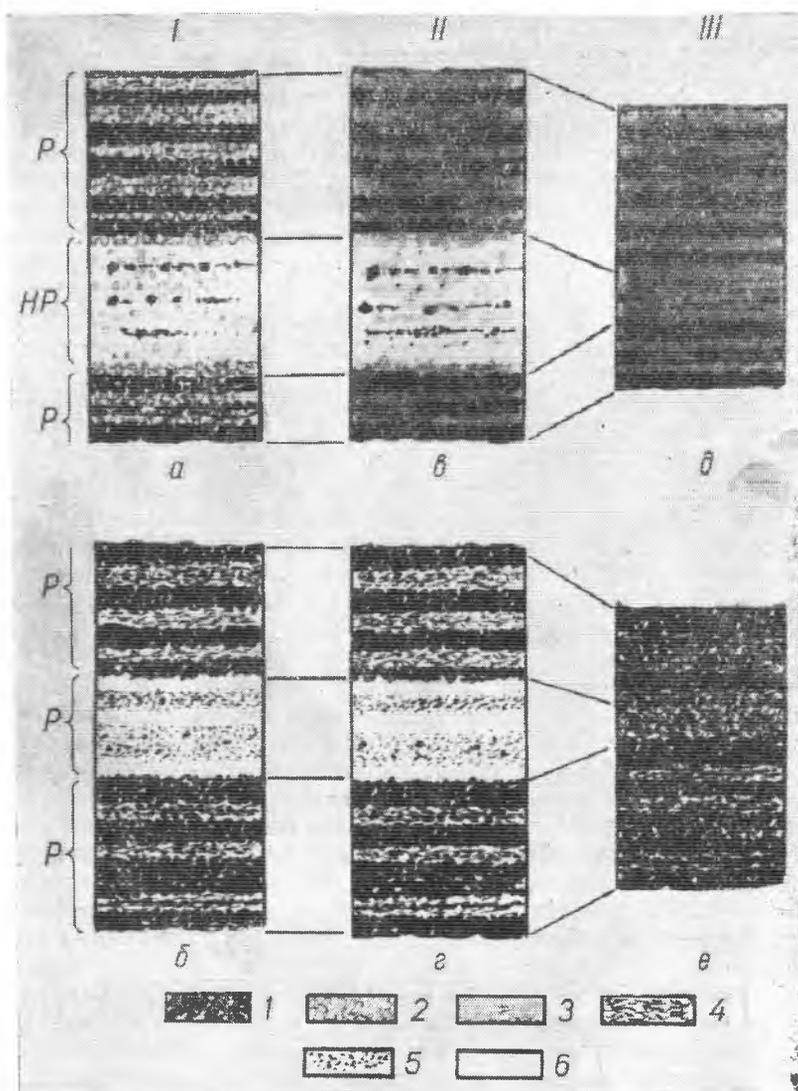


Рис. 4. Изменение состава слоев второго порядка при окислении и обогащении неокисленных железистых кварцитов (схематическая зарисовка). I — неокисленные железистые кварциты: а — карбонатно-магнетитовый кварцит, б — железослюдко-магнетитовый кварцит; II — окисленные железистые кварциты: в — дисперсногематито-мартитовый кварцит, г — железослюдко-мартитовый кварцит; III — богатые руды: д — дисперсногематито-мартитовая руда, е — железослюдко-мартитовая руда. 1 — магнетит и мартит; 2 — сидероплезит; 3 — тонкодисперсный гематит; 4 — железная слюдка; 5 — «эмульсионный» гематит; 6 — кварц.

и хлорито-карбонатные слои, в карбонатно-гематито-магнетитовом кварците — гематитовые и карбонатно-магнетитовые слои, но карбонат имеет весьма подчиненное развитие и представлен маложелезистыми разновидностями. Таким образом, и при трехкомпонентном составе элементарные ритмы всегда являются двухкомпонентными, т. е. образуют пару слоев.

Ниже приводится краткая характеристика вещественного состава по слоевым элементам главных разновидностей железистых кварцитов в порядке их расположения в нормальном разрезе от вмещающих сланцев к средней части толщи. Так как каждая разновидность характеризуется минеральным составом пары слоев «рудный-нерудный», для каждой разновидности приводится описание рудного и нерудного слоев.

Магнетито-карбонатно-хлоритовая разновидность является переходной от сланцев к кварцитам и именуется сланце-кварцитом. Текстура разновидности грубо- и широкополосчатая, реже среднеполосчатая.

Рудные слои имеют магнетито-кварцево-карбонатно-хлоритовый состав, хлорит и карбонат нередко находятся в близких количественных соотношениях, иногда встречается прослой почти чистого карбоната с небольшой примесью магнетита. Полосчатость второго порядка обусловлена чередованием слоев преимущественно хлоритового и карбонатного составов. Хлоритовые слои имеют порфиробластовую структуру с бластоалевролитовой и лепидогранобластовой основной тканью. Порфиробласты представлены эвгедральными кристаллами магнетита размером 0,1—0,8 мм. Кварц имеет хомогенное и кластогенное происхождение. В первом случае он микрогранобластовой структуры, во втором — состоит из угловатых и полуокатанных обломков размером от 0,05 до 0,25 мм. Хлоритовые слои обогащены акцессорными минералами. Хлорит представлен главным образом афросидеритом. Преимущественно карбонатные слои имеют grano- и лепидогранобластовую структуру. Кристаллы магнетита эвгедральные, размер 0,01—0,2 мм, обломочного кварца нет. Карбонат относится к сидероплезиту. В виде отдельных кристаллов, сростков и микроконкреций с послойным расположением встречается пирит.

Нерудные слои составляют 35—37% и слагаются микрогранобластовым кварцем и сидероплезитом с примесью микрочешуйчатого хлорита. Сидероплезит образует скопления зерен овальной формы и микроконкреции, располагающиеся, как правило, на границе рудного и нерудного слоев. Кластогенного кварца в нерудном слое нет. Слоистость второго порядка выражена неясно, иногда совсем не наблюдается. На рис. 5 представлена микрофотограмма пары слоев магнетито-карбонатно-хлоритового кварцита Южно-Белозерского месторождения.

Карбонатные кварциты имеют подчиненное распространение и встречаются неповсеместно. Текстура их широко- и среднеполосчатая. Главный рудный минерал — сидероплезит, редко анкерит; магнетит, хлорит и пирит содержатся в количестве менее 5%. Наряду с рудными и нерудными слоями широко представлены смешанные слои.

Рудные слои состоят из карбонатов, кварца и органического вещества. Слоистость второго порядка неясная, обусловлена чередованием слоев, в различной степени обогащенных примесью углеродистого вещества или кварца.

Нерудные слои имеют карбонатно-кварцевый состав, примесь карбоната составляет 5—10%. Слоистость второго порядка обусловлена послойным расположением примеси карбоната.

Смешанные слои представляют собой пакеты, состоящие из тонко переслаивающихся преимущественно карбонатных и преимущественно кварцевых слоев. Границы слоев отчетливые (рис. 6).

Магнетито-карбонатные и карбонатно-магнетитовые кварциты распространены повсеместно и образуют постепенные переходы с карбонатными и магнетитовыми разновидностями.

Рудные слои состоят из перемежающихся преимущественно магнетитовых и преимущественно карбонатных слоев. Карбонатно-магнетитовые кварциты, имеющие наиболее широкое распространение, харак-

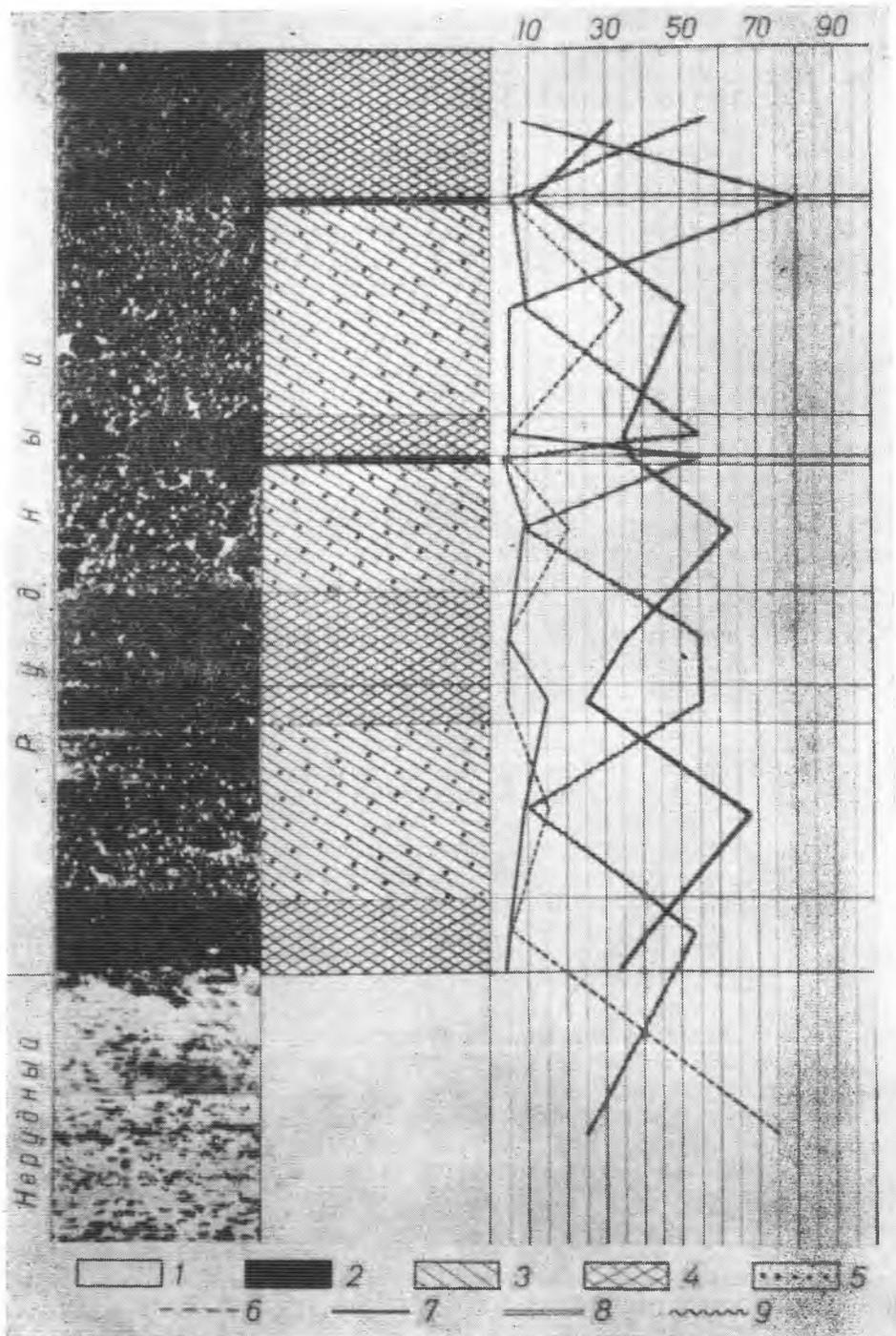


Рис. 5. Магнетито-карбонатно-хлоритовый кварцитосланец. Микрофото, схематическая зарисовка и диаграмма, характеризующие минеральный состав слоев второго порядка в рудных слоях. Скв. 174, гл. 332, Южно-Белозерское месторождение, ув. 9.
 1 — кварц хемогенный, 2 — магнетит, 3 — хлорит, 4 — карбонат, 5 — кварц обломочный, 6 — кварц, 7 — магнетит, 8 — хлорит, 9 — карбонат.

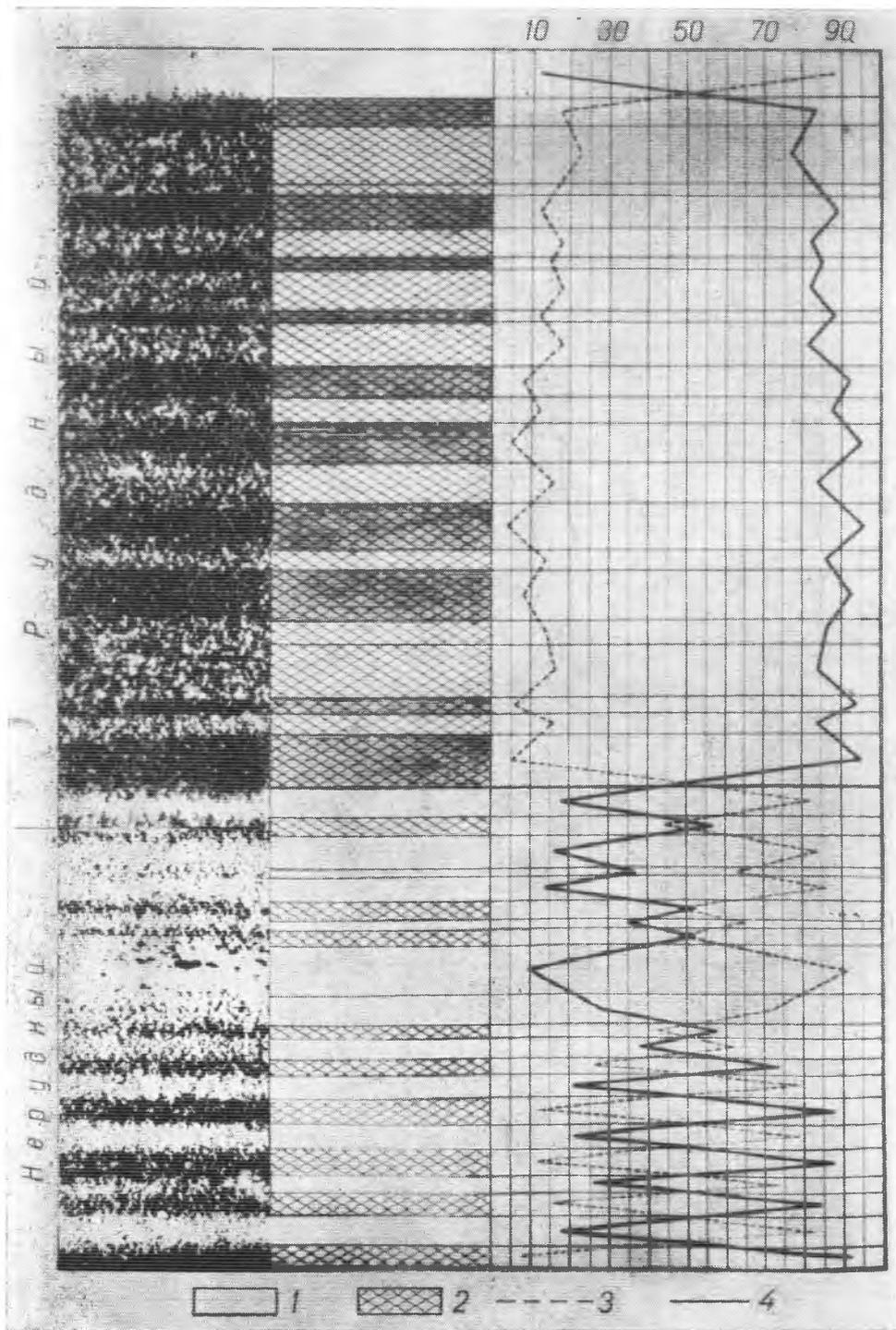


Рис. 6. Карбонатный кварцит. Микрофото, схематическая зарисовка и диаграмма, характеризующие минеральный состав слоев второго порядка в рудных слоях, Скв. 97, гл. 268. Южно-Белозерское месторождение, вв. 9.
 1 — кварц, 2 — сидероплезит, 3 — кварц, 4 — сидероплезит.

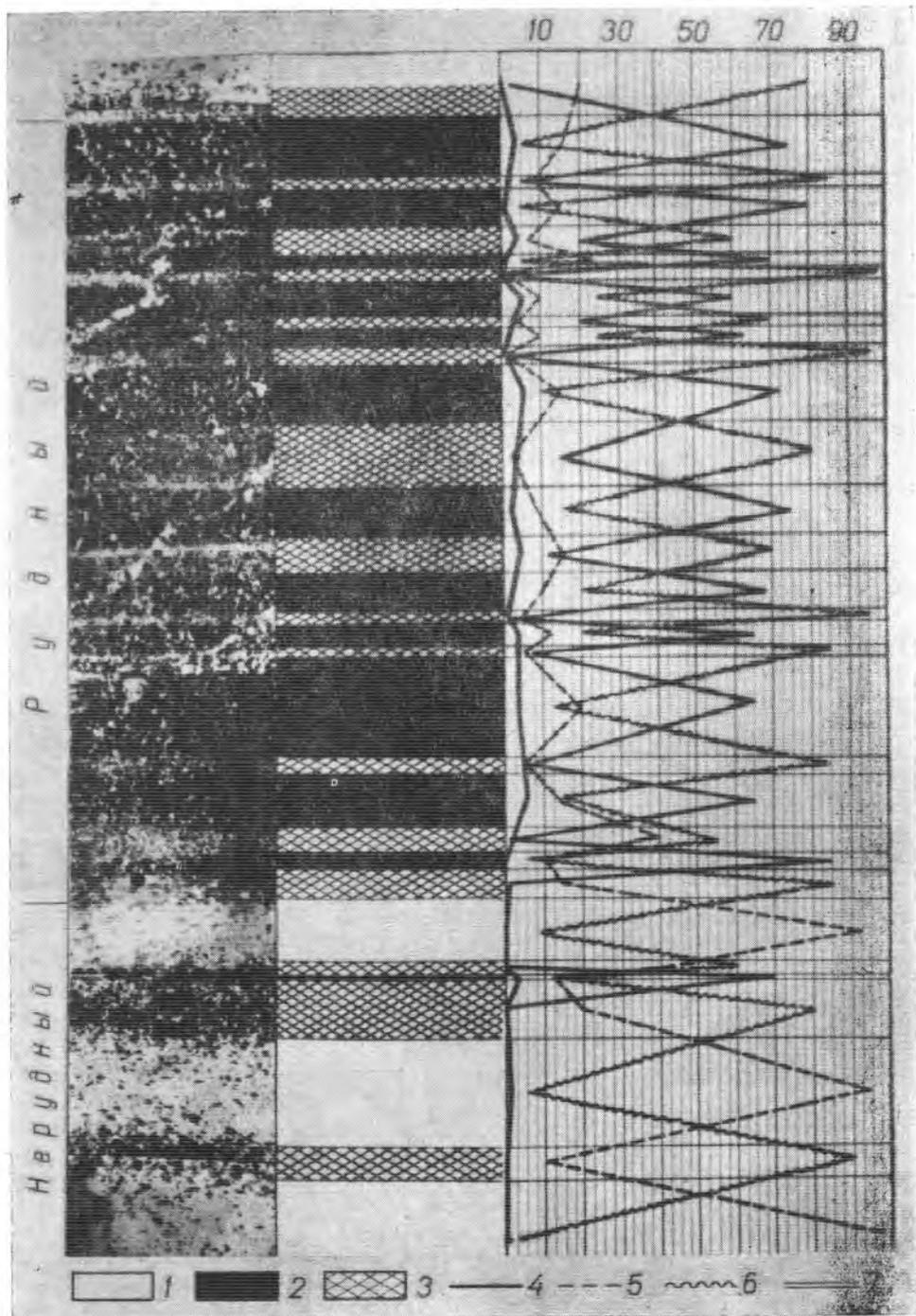


Рис. 7. Карбонатно-магнетитовый кварцит. Микрофото, схематическая зарисовка и диаграмма, характеризующие минеральный состав слоев второго порядка в рудных слоях. Скв. 119, гл. 436 м, Южно-Белозерское месторождение, ув. 8.
 1 — кварц, 2 — магнетит, 3 — сидероплезит, 4 — магнетит, 5 — кварц, 6 — карбонат, 7 — хлорит.

теризуются особенно резко выраженной полосчатостью первого и второго порядков и высокой степенью дифференциации железистых минералов и кварца. Содержание хлорита в слоях не превышает 4—5%, обычно составляет 1—3%. Намечается тенденция повышения содержания хлорита в магнетитовых слоях. Наблюдается зависимость между степенью дифференциации минералов и мощностью слоев: чем тоньше слойки, тем их состав ближе к мономинеральному.

Нерудные слои в магнетито-карбонатных кварцитах содержат иногда до 20—25% примеси карбоната, в карбонатно-магнетитовых, как более дифференцированных, содержание примеси рудных минералов уменьшается. Примесь карбоната представлена «эмульсондами» размером в доли микрона, мелкими зернами (сотые доли миллиметра) и сравнительно крупными редко расположенными кристаллами в десятые доли миллиметра. Многочисленные поперечные и диагональные прожилки карбоната и кварца секут нерудные слои. В некоторых разновидностях появляется микрокристаллический («эмульсионный») гематит, окрашивающий нерудные слои в розовый цвет. Микрофотограмма карбонатно-магнетитового кварцита представлена на рис. 7.

Магнетитовые кварциты состоят из магнетита с примесью таблитчатого и эмульсионного гематита.

Рудные слои представлены чередующимися слоями магнетито-кварцевого состава и кварцево-магнетитового. Кварцево-магнетитовые слои имеют линейную поперечно-сростковую структуру со средним размером зерен магнетита 0,1 мм. Кварц, составляющий от 5 до 20%, реже более 20%, расположен между сростками из эвгедральных зерен магнетита. Он отличается чистотой и более крупными размерами зерен по сравнению с кварцем нерудных слоев. Магнетито-кварцевые слои имеют микрокристаллическую структуру с размером зерен магнетита 0,03 мм. В этих слоях появляются чешуйки железной слюдки.

В *нерудных слоях* слоистость второго порядка обусловлена чередованием слоев с различным содержанием «эмульсионного» гематита и вкраплений мелкокристаллического магнетита. Вокруг зерен и сростков магнетита образуются очищенные от включений оторочки перекристаллизованного кварца — «кварцевые дворики». Микрофотография магнетитового кварцита показана на рис. 8.

Гематито-магнетитовые и магнетито-гематитовые кварциты развиты только на месторождениях, имеющих зна-

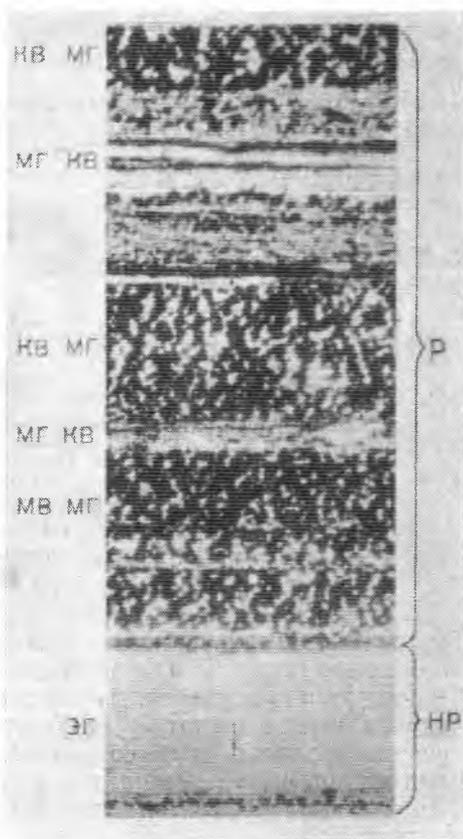


Рис. 8. Полосчатая текстура в магнетитовом кварците.

P — рудный слой с полосчатостью второго порядка; *НР* — нерудный слой, густо запыленный включениями эмульсионного гематита, расположенного послойно; КВ—МГ — кварц-магнетитовые слои; МГ—КВ — магнетито-кварцевые слои; (ЭГ) — примесь эмульсионного гематита. Скви. 63, гл. 337.

чительную мощность рудных горизонтов, обычно более 200—250 м (Кривой Рог, КМА и др.). Текстура кварцитов от широко- до тонкополосчатой с отчетливыми и резкими границами слоев. Тонкополосчатые разновидности получили в Кривом Роге наименование джеспилитов. В широкополосчатых кварцитах полосчатость первого порядка обусловлена чередованием рудных, нерудных и кварцевых слоев, преобладают рудные и полурудные слои.

Рудные слои из перемежающихся слоев преимущественно магнетитового состава и кварцево-железностлюдкового. Магнетитовые слои имеют строктовую структуру, в них постоянно содержится примесь кварца нередко гематита, иногда светлой слюды и железисто-магнезиального карбоната (карьер НКГОК). В гематито-магнетитовых слоях гематит и магнетит располагаются независимо друг от друга. Размеры зерен магнетита всегда крупнее гематитовых. В крупных кристаллах магнетита

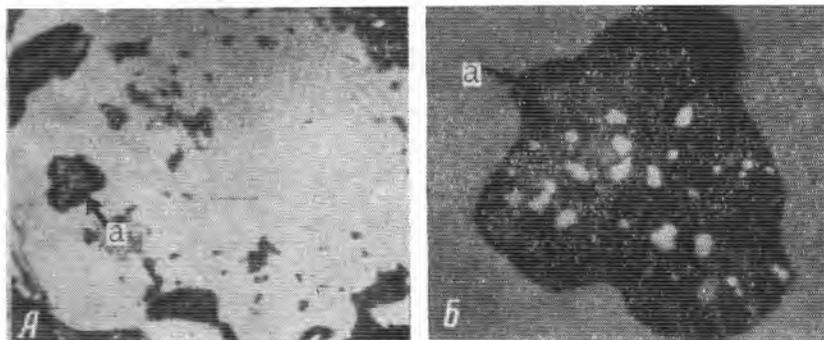


Рис. 9. Включения кварца (черное) в кристалле магнетита (а), содержащее, в свою очередь, включения «эмульсионного» гематита.

Отраж. свет, косое освещение, в иммерсии. Кривой Рог, IV железистый горизонт, НКГОК.

А — ув. 300, Б — ув. 1500.

содержатся микровключения кварца с округлыми очертаниями, расположенные зонально или беспорядочно. В некоторых из таких включений содержатся «эмульсоиды» гематита (рис. 9). Кварцево-гематитовые слои имеют сетчатую структуру, чешуйки гематита располагаются неориентированно или со слабой ориентировкой. Гематит преобладает над кварцем либо находится с ним в близких соотношениях. Как правило, в гематитовых слоях содержание кварца выше, чем в соседних магнетитовых.

Полурудные слои пространственно занимают место нерудных слоев и отличаются от последних более высоким содержанием гематита. В зависимости от структуры гематита, мелкочешуйчатой или «эмульсионной», полурудные слои окрашены соответственно в синеватый или разной густоты красный цвет. Полосчатость второго порядка здесь неясная, обусловлена чередованием слоев с различной структурой и количественным соотношением кварца и гематита. Макроскопически полурудные слои синевато-серой окраски имеют облик рудных слоев.

В тонкополосчатых железистых кварцитах — джеспилитах полосчатость второго порядка проявляется в более широких рудных слоях и обнаруживается только под микроскопом. Обычно джеспилиты состоят из переслаивающихся рудных и полурудных слоев с подчиненным количеством тонких кварцевых слоев. Примеси хлорита и карбоната (сингенетического) в таких железистых породах практически нет.

Из приведенной минералого-петрографической характеристики железистых кварцитов следует, что для этих пород и железорудных горизонтов в целом типичны следующие признаки, являющиеся закономерными и имеющие генетическое значение:

1) аутигенноминеральная зональность, выражающаяся в закономерном пространственном размещении аутигенных минералов железа и в изменении текстуры породы от границы с вмещающими сланцами к середине разреза в таком порядке: а) для неокисленных железистых кварцитов низких ступеней метаморфизма: железистый хлорит — сидероплезит — магнетит — гематит (железная слюдка); б) для неокисленных кварцитов высоких ступеней метаморфизма: гранат и биотит — амфибол и пироксены — магнетит; в) для окисленных железистых кварцитов и богатых руд: глинистые минералы с тонкодисперсным гематитом — тонкодисперсный гематит — мартит — железная слюдка. Текстуры в том же порядке изменяются от широко- и грубополосчатых к тонкополосчатым;

2) наличие сложной слоистой текстуры первого и второго порядков, характерной, по-видимому, для всех пород, слагающих железорудные формации, — конгломератов, филлитов, сланцев и железистых кварцитов;

3) двухкомпонентное строение ритмов: для макроритмов — железистый слой — кварцевый слой, для микроритмов — смежные слойки состоят только из тех минералов, которые в аутигенноминеральном ряду граничат друг с другом;

4) преимущественно биминеральный состав слоев (без кварца) или трехминеральный (с кварцем);

5) отсутствие рудных слоев без существенной примеси кварца и кварцевых, лишенных рудных минералов;

6) зависимость между содержанием примеси кварца в рудных слоях неокисленных разновидностей железистых кварцитов и соотношением Fe^{+++} и Fe^{++} в рудном минерале: более высокое содержание кварца наблюдается в том слойке, где это соотношение выше, т. е. в паре слойков гематитовый — мартитовый кварца больше в гематитовом слойке, в паре магнетитовый — карбонатный кварца больше в магнетитовом;

7) зависимость мощности рудных слоев и слагающих их слойков от примеси кварца: чем выше содержание кварца, тем мощнее слой или слойки;

8) отсутствие кластогенного кварца в нерудных кварцевых слоях всех разновидностей железистых кварцитов, включая сланцы;

9) горизонтальная параллельная слоистость без перерыва ритмического характера между отдельными слоями и парой слоев железистый — кварцевый;

10) отсутствие замещения сидерита и кварца магнетитом, магнетита — кварцем и карбонатом в тектонически не нарушенных и гипергенно не измененных железистых кварцитах;

11) наличие кластогенного кварца только в сланцах и кварцито-сланцах (в рудных слоях) и полное его отсутствие в собственно железистых кварцитах.

Происхождение полосчатых текстур тесно связано с источником железа и кремнезема и физико-химическими условиями их седиментогенеза.

В вопросе об источнике железа и кремнезема мы придерживаемся той точки зрения, что железо в период осаждения поступало главным образом из вод Мирового океана, где оно было аккумуляровано на протяжении очень длительного бескислородного этапа развития Земли в

виде растворов бикарбонатов железа *. Железо в виде гидратов окиси начало осаждаться только при появлении в атмосфере и гидросфере кислорода. Железо, дополнительно поступающее в период осаждения с суши в виде взвеси «ржавца» и коллоидных растворов, из подводных вулканов и других источников, решающей роли при железорудном накоплении в протерозое не играло, так как поступало в сравнении с первым источником в подчиненном количестве. Кремнезем в отличие от железа осаждался на протяжении обоих этапов — кислородного и бескислородного — по мере поступления его в океан; осаждение происходило из истинных, а не коллоидных растворов.

Генезису полосчатых текстур железистых кварцитов посвящено сравнительно небольшое количество работ, в которых описывается происхождение только слоистости первого порядка, так как слоистость второго порядка либо не устанавливалась, либо ей не придавали должного значения. Происхождение слоистости первого порядка ранее и в настоящее время большинство исследователей трактуют как седиментационное сезонное. Чередование кварцевых и железистых полос сторонники терригенного источника железа связывают с периодическим поступлением железа и кремнезема в годичном цикле с суши, а сторонники вулканогенного источника — с пульсационным выносом этих компонентов вулканами или с периодической кристаллизацией [13].

Согласно проведенным минералого-петрографическим исследованиям, слоистость первого и второго порядков является седиментационной, но не сезонной, а многолетней климатической, слоистость же второго порядка имеет сезонное седиментационно-диагенетическое происхождение.

Образование слоистости первого порядка, обусловленной чередованием относительно широких рудных и кварцевых слоев, связывается с периодическими изменениями физико-химических условий среды в период седиментации Fe и SiO₂ в многолетнем цикле. Многолетние климатические изменения заключались в чередовании сравнительно теплых влажных и сухих холодных периодов.

Теплые влажные многолетние периоды характеризовались сравнительно интенсивным развитием органической жизни и активной фотосинтезирующей деятельностью организмов, что обуславливало окислительную обстановку и повышение рН среды [11]. Увеличение содержания в морской воде кислорода способствовало более интенсивному окислению находящегося в растворе Fe(HCO₃)₂ и выпадению железа в осадок в виде гидроокиси. В связи с повышенной влажностью происходило максимальное поступление с суши SiO₂, терригенного обломочного материала и дополнительного железа в виде взвеси и коллоидов. Терригенный материал и взвесь железа осаждались главным образом в прибрежной части моря, в то время как кремнезем выпадал из раствора, лишь частично накапливаясь в виде растворенной кремнекислоты в морской воде. *Образуется рудный слой, содержащий примесь кварца.*

О том, что теплые периоды были более влажными, свидетельствует приуроченность алевролитсодержащих слоев не к кварцевым, а к рудным слоям сланце-кварцитов.

Относительно *холодные* многолетние периоды характеризовались минимальным сносом компонентов с суши, сравнительно ослабленным развитием расительных организмов, что обусловило снижение содержания в морской воде кислорода и более кислую среду. Так как растворимость кремнекислоты, хотя и незначительно, но уменьшается с понижением температуры и рН среды, в этот период происходит более интен-

* В отличие от терригенной и вулканогенной гипотез источника железа, данную гипотезу мы именуем «аккумуляционной».

сивное выпадение SiO_2 при уменьшении, а временами и при полном прекращении осаждения железа. *Образуется нерудный кремнистый слой, содержащий примесь железистых минералов.*

Таким образом, кремнезем, растворимость которого мало изменяется от температуры и pH природных вод, осаждался почти непрерывно с максимумом осаждения в холодные периоды и минимумом — в теплые. Железо, чутко реагирующее на малейшие изменения pH и Eh среды, осаждалось периодически.

В течение каждого многолетнего периода могли быть отдельные сезоны, отличающиеся от характерного для этого периода климата, что обуславливало появление кварцевых прослоек в рудных слоях и рудных — в кварцевых, а также наличие смешанных слоев.

Образование слоистости второго порядка, являющейся внутренней текстурой рудных и нерудных слоев и обусловленной чередованием слоев различного, характерного для каждой разновидности кварцитов состава, связывается с сезонными изменениями физико-химических условий в иловых водах, обусловленными периодическим поступлением органического вещества в железистые и кремнистые илы в годичном цикле — максимальным в летние теплые периоды и минимальным в холодные зимние периоды. Чередование железистых илов с меньшим и большим содержанием органического вещества обусловило минералообразование в стадии диагенеза и метагенеза. Так, из илистых железистых осадков, максимально обогащенных органическим веществом, образовались в дальнейшем слойки, состоящие из наиболее восстановленной для данной аутигенноминеральной зоны (т. е. карбонатные слойки в магнетито-карбонатных разновидностях кварцитов и магнетитовые — в гематито-магнетитовых кварцитах). Из осадков, содержащих минимальное количество органики или лишенных последней, образовались слойки из наименее восстановленных минералов железа для данной разновидности кварцитов (т. е. магнетитовые слойки в карбонатно-магнетитовых кварцитах и гематитовые — в гематито-магнетитовых кварцитах).

Таким образом, чередование рудных и кварцевых слоев (слоистость первого порядка) связано с многолетними климатическими колебаниями, обусловившими колебания физико-химических условий *наддонной воды*. Чередование слоев в рудном слое (слоистость второго порядка) связано с сезонными колебаниями, обусловившими колебания физико-химических условий в *иловых водах*. Слоистость второго порядка является *седиментационно-диагенетической*, т. е. заложенной при седиментации и проявившейся при диагенезе-метагенезе.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криво-рожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.
2. Белевцев Я. Н.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 11.
3. Ботвинкина Л. Н.— ДАН СССР, 1959, 125, 1.
4. Ботвинкина Л. Н.— В кн.: Труды ГИН АН СССР, в. 59. Изд-во АН СССР, М., 1962.
5. Васоевич Н. Б.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1958.
6. Гершойг Ю. Г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, 3.
7. Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. «Недра», М., 1964.
8. Жемчужников Ю. А.— В кн.: Труды ГИН АН СССР, в. 86. «Наука», М., 1963.
9. Пирогов Б. И.— Сов. геология, 1962, 8.
10. Плаксенко А. Н.— О генетических взаимоотношениях магнетита и гематита в железистых кварцитах КМА. Работы горно-геол. станции на КМА. Изд-во АН СССР, М., 1960.
11. Страхон Н. М.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 45.

12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, I, II. Изд-во АН СССР, М., 1960.
13. Гочилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.
14. Федорченко В. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, 12.
15. Ходюш Л. Я.—ДАН СССР, 1962, 146, 5.
16. Ходюш Л. Я.—Изв. Днепропетровского горн. ин-та, XXVI, 1965.
17. Alexandrow E. A. Econ Geol. 1955, 5, 459.
18. Borchert H. Über Fariestypen von marinen Eisenerzlagernstätten. Berichte der geol. Gesellschaft, Bd. 9, H. 2 Akademie-Verlag, Berlin, 1964.
19. Huber N. K.—Econ. Geol. 2, 53, 1958.
20. Henry Zepf and Samuel S.—Geol., 1964, 59, 1025—1060.
21. Moore and Maynard.—Econ. Geol. 1929, 24.
22. Sacamoto Tasaо.—Am. J. of. Sci., 1950, 248, 7.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДА СИДЕРИТА В МАГНЕТИТ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

Ю. П. МЕЛЬНИК

Институт геологических наук АН УССР

Ранее на основании термодинамических расчетов [6, 7, 8] и некоторых экспериментальных данных [9] мы рассмотрели условия перехода первичных железистых осадков, состоящих из окислов или карбонатов железа в метаморфические магнетитовые и гематитовые породы. Особое внимание было уделено сидериту, как одному из основных исходных минералов, при термической диссоциации которого даже без доступа окислителей мог возникнуть магнетит. Не меньшее значение имели карбонаты железа — природные восстановители, способствовавшие метаморфическому преобразованию гидроокислов железа и гематита в магнетит.

В указанных работах были теоретически изучены две основные схемы метаморфического превращения сидерита в магнетит при повышении температуры:

а) в безводных или маловодных средах по реакции термической диссоциации:



б) в водных средах (при наличии значительных количеств воды в метаморфизовавшихся породах или при поступлении растворов из внешних источников) по реакции окисления сидерита водяным паром:



Вторая реакция должна происходить при более низких температурах (примерно на 80—100° С), чем первая.

Обе реакции осуществлены экспериментально. Действительно оказалось [9], что в токе водяного пара диссоциация сидерита до магнетита с выделением углекислоты и водорода происходит при более низкой температуре (на 60—80° С), чем в токе азота с выделением CO₂ и CO. Экспериментальные работы других авторов [1, 2] показали, что в нейтральной атмосфере или в присутствии CO₂ диссоциация сидерита осуществляется по реакции (1) с образованием CO.

Во всех экспериментах и термодинамических расчетах допускалось устойчивое существование окиси углерода в момент разложения карбоната железа и удаление ее из метаморфизующихся пород. Не учитывались также возможные вторичные реакции в случае окисления FeCO₃ водой — результатом реакций могло быть образование некоторых количеств CO, CH₄ и более сложных углеводородов. Такие допущения справедливы при рассмотрении результатов кратковременных экспериментов, в которых обычно возникает метастабильная окись углерода, не испытывающая последующего распада, однако в длительных природ-

ных процессах не исключено установление полного равновесия между всеми компонентами газовой фазы с распадом метастабильных соединений.

При отсутствии воды равновесная с ассоциацией сидерит — магнетит газовая фаза будет состоять из тех же CO_2 и CO , но с отношением $\text{CO}_2:\text{CO}$, отличающимся от установленного нами ранее экстремального значения 2:1 вследствие вторичной реакции:



При наличии воды возможен ряд вторичных реакций между газами:



или между газами и углеродом:

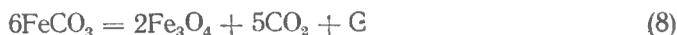


В результате этих обменных реакций равновесная с ассоциацией сидерит — магнетит газовая фаза будет представлять сложную смесь H_2O , CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , относительные количества которых зависят от температуры, общего давления, наличия или отсутствия графита (углистого вещества), летучести кислорода.

Равновесия в трехкомпонентной системе $\text{C} - \text{H} - \text{O}$ детально изучены рядом авторов [13, 14, 18], которые показали, что ассоциация графит — газ должна иметь три степени свободы. При фиксированных температуре и общем давлении газа система становится моновариантной и летучести всех компонентов могут быть определены летучестью одного из компонентов, например, f_{O_2} .

Экспериментальные исследования по термическому разложению сидерита в равновесии с графитом при общем давлении до 2000 бар [15] показали, что в более длительных опытах, по-видимому, протекает также реакция (3), сопровождающая реакцию диссоциации (1). В результате соотношения $\text{CO}_2:\text{CO}$ в равновесной газовой смеси определяется буферной реакцией распада CO . В наших экспериментах по термическому разложению природных сидеритов в нейтральной атмосфере при $P=1$ атм и $T=380-460^\circ\text{C}$ отношение $\text{CO}_2:\text{CO}$ колебалось от 6:1 до 3:1 и никогда не достигало отношения 2:1, требуемого реакцией (1).

Следовательно, если диссоциация сидерита происходит при сравнительно низких температурах, процесс идет достаточно медленно и быстрое удаление газообразных продуктов диссоциации из зоны реакции не наблюдается, то разложение сидерита может сопровождаться распадом CO . Тогда суммарно процесс можно выразить уравнением



с параллельным протеканием реакции окисления образующегося графита, обратной реакции (3):



Комбинирование констант равновесия реакций (1) и (3) дает при данных температуре и давлении точно такой же состав газовой фазы, как и комбинирование (8) и (9).

Применяемая нами методика термодинамических расчетов констант равновесия и нахождения состава равновесной газовой смеси рассмотрена в предыдущих работах [6, 8]. Термодинамические величины для

C, H₂, O₂, CO, CO₂, H₂O, CH₄ взяты из сводки Л. В. Гурвича и др. [3]; для Fe, Fe₃O₄ и Fe₂O₃ — у К. Е. Уикса и Ф. Е. Блока [12]; для FeCO₃ — у В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского [10]; стандартная энтропия — S₂₉₈⁰ = 22,97 э. е. приводится по данным В. Н. Кострюкова и И. Н. Калининной [4].

На основании термодинамических расчетов мы провели дальнейшую детализацию построенных ранее диаграмм полей устойчивости рудных минералов железистых пород с учетом указанных выше вторичных реакций. В отличие от ранее опубликованных данных, где допускалось устойчивое существование метастабильных соединений при сравнительно низких температурах вследствие малой скорости вторичных реакций, в данном сообщении кинетические факторы не принимаются во внимание и предполагается установление полного равновесия. Ограниченность объема статьи не дает возможности изложить здесь результаты анализа всех возможных реакций в системе Fe — C — O₂ — H₂, поэтому мы ограничимся только рассмотрением ряда частных вопросов, представляющих интерес для геологов, изучающих железисто-кремнистые породы докембрия.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ ФЛЮИДОВ В МЕТАМОРФИЗУЮЩИХСЯ КАРБОНАТНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОДАХ

При нормальном метаморфизме «сухих» карбонатных железистых пород, не содержащих значительных количеств воды в поровом флюиде, последний должен состоять преимущественно из CO₂, CO и, возможно, некоторого количества нейтральных газов (в частности, азота). Кислород, образующийся по реакциям диссоциации



содержится в газовой смеси в крайне незначительном количестве, однако его летучесть определяет летучести других компонентов.

Если метаморфизирующаяся порода не промывается потоками водных флюидов извне (система закрыта для воды и других окислителей), то окислительно-восстановительное состояние при фиксированных значениях *T* и *P*_{общ} в присутствии графита также определено (*f*_{O₂} фиксировано). Поступление окислителей не меняет *f*_{O₂} до тех пор, пока существует графит.

Для безводных систем равновесные значения парциальных летучестей CO₂ и CO при данной температуре определяются из констант равновесия реакций (1) и (3) в случае разложения сидерита до магнетита:

$$K_{f_1} = (f_{\text{CO}_2})^2 (f_{\text{CO}}), \quad \lg K_{f_1} = 2\lg f_{\text{CO}_2} + \lg f_{\text{CO}}, \quad (a)$$

$$K_{f_2} = \frac{f_{\text{CO}_2}}{(f_{\text{CO}})^2}, \quad \lg K_{f_2} = \lg f_{\text{CO}_2} - 2\lg f_{\text{CO}}. \quad (b)$$

Подставляя значение $\lg f_{\text{CO}_2}$ из (b) в (a), находим значение

$$\lg f_{\text{CO}} = \frac{\lg K_{f_1} - 2\lg K_{f_2}}{5} \quad (c)$$

и затем

$$\lg f_{\text{CO}_2} = \lg K_{f_2} + 2\lg f_{\text{CO}}. \quad (d)$$

Рассчитанные из этих уравнений величины f_{CO_2} и f_{CO} , а также отношение $f_{\text{CO}}:f_{\text{CO}_2}$ при различных температурах приведены в табл. 1. Значения летучести являются экстремальными для ассоциации сидерит — магнетит — графит. Для перехода от летучестей к парциальным давлениям компонентов и к составу равновесной газовой смеси в молекулярных или весовых процентах необходимы данные об отклонениях состава реальной газовой смеси от смеси идеальных газов при данном общем давлении. Если в первом приближении считать смесь реальных CO_2 и CO идеальной, а газовую фазу состоящей главным образом из углекислоты, то для не слишком высоких давлений можно использовать данные Маюмдар и Рой [17] для CO_2 , что мы и сделали при рассмотрении сидерита как геотермометра.

Таблица 1
Равновесные значения парциальных летучестей CO_2 и CO (в атм) для моновариантных минеральных равновесий

Т, °К	Сидерит + магнетит + графит			Сидерит + магнетит + гематит		
	f_{CO}	f_{CO_2}	$f_{\text{CO}}:f_{\text{CO}_2}$	f_{CO}	f_{CO_2}	$f_{\text{CO}}:f_{\text{CO}_2}$
298	$10^{-11,3}$	$10^{-1,5}$	$10^{-9,8}$	$10^{-12,4}$	$10^{-0,9}$	$10^{-11,5}$
400	$10^{-6,2}$	$10^{+1,0}$	$10^{-7,2}$	$10^{-7,5}$	$10^{+1,7}$	$10^{-9,2}$
500	$10^{-3,2}$	$10^{+2,5}$	$10^{-5,6}$	$10^{-4,5}$	$10^{+3,1}$	$10^{-7,7}$
600	$10^{-1,2}$	$10^{+3,4}$	$10^{-4,6}$	$10^{-2,6}$	$10^{+4,1}$	$10^{-6,7}$
700	$10^{+0,4}$	$10^{+4,1}$	$10^{-3,7}$	$10^{-1,1}$	$10^{+4,8}$	$10^{-5,9}$
800	$10^{+1,3}$	$10^{+4,6}$	$10^{-3,3}$	$10^{-0,3}$	$10^{+5,4}$	$10^{-5,7}$

Для построения полной диаграммы полей устойчивости железорудных минералов в координатах (f_{CO_2} , f_{CO}) при отсутствии воды необходимо термодинамическое изучение окислительно-восстановительных реакций, включающих магнетит, гематит и металлическое железо (вюстит или иоцит при температурах ниже 600—700° С неустойчив и должен необратимо распадаться на Fe_3O_4 и Fe):



Изотермические сечения таких диаграмм для обычных условий (25° С) и для условий метаморфизма фации зеленых сланцев (600° К = = 327° С) показаны на рис. 1. Аналогичные диаграммы легко построить и для других температур. Каждая из диаграмм разделяется линией равновесия графит — газ на два поля: поле устойчивости твердой фазы (графита) справа и поле устойчивости газовой фазы (смеси CO_2 и CO) слева.

В поле устойчивости графита газовая смесь с соотношениями летучестей CO_2 и CO , отвечающими, например, точке А, равновесно существовать не может вследствие протекания реакции (3) вправо. Эта реакция будет идти необратимо по изобаре в сторону разложения CO с выпадением графита и образованием CO_2 до тех пор, пока отношение $f_{\text{CO}}:f_{\text{CO}_2}$ не окажется равновесным при данных T и $P_{\text{газ}}$, отвечающим точке А (рис. 1, б).

Очевидно, что в поле устойчивости графита не могут существовать и те минеральные ассоциации, которые требуют метастабильного соотношения $f_{CO} : f_{CO_2}$ (заштрихованные области на рис. 1).

К таким «запрещенным» в изученном интервале температур и давлений ассоциациям относятся:

сидерит + самородное железо,
сидерит + магнетит + самородное железо.

Другая группа минеральных ассоциаций включает парагенезисы с графитом, условия существования которых определяются буферной реакцией (3); на диаграммах эти ассоциации находятся непосредственно на границе полей графит — газ.

Ассоциация самородное железо + графит (бивариантная) крайне маловероятна в любых метаморфических породах, поскольку требует чрезвычайно низких значений f_{CO_2} и f_{O_2} .

Ассоциация магнетит + самородное железо + графит (моновариантная) также практически не встречается, хотя и более вероятна. В отличие от предыдущей, бивариантной, она может существовать только при строго определенных для конкретной температуры летучестях CO_2 и CO , определяемых точкой пересечения линий равновесия графит — газ и магнетит — железо. Так, при $600^\circ K$ (см. рис. 1) рассматриваемая ассоциация независимо от общего давления может существовать устойчиво только при $f_{CO_2} \approx 10^{-6}$ атм и $f_{CO} \approx 10^{-6}$ атм. Если газовая фаза состоит только из $CO_2 + CO$, то общее давление ее также будет порядка миллионных долей атмосферы.

Ассоциация магнетит + графит (бивариантная) равновесна уже при достаточно высоких значениях летучестей CO_2 и CO и может иметь определенное

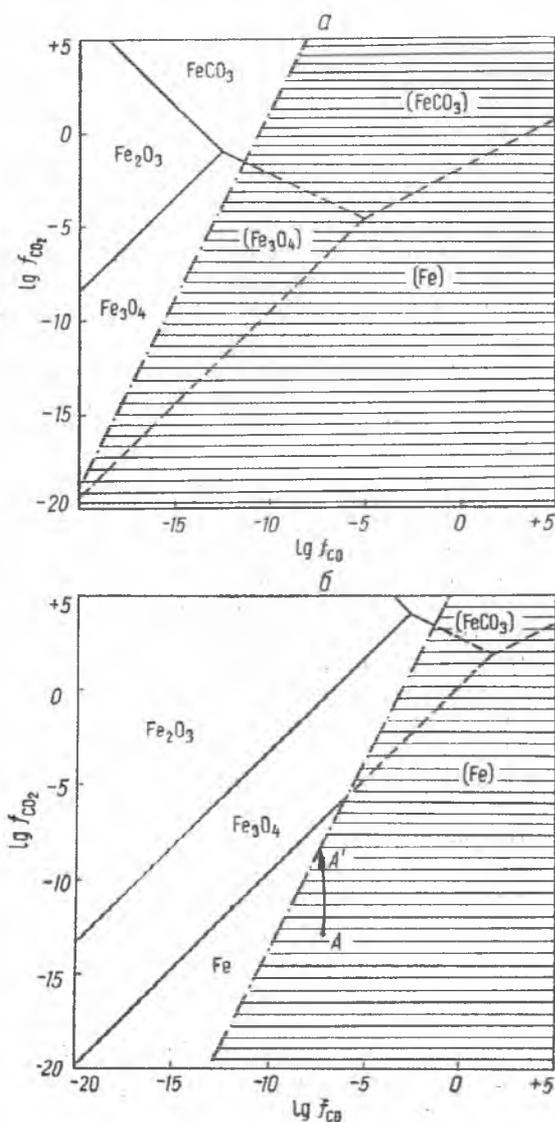


Рис. 1. Диаграммы полей устойчивости сидерита и продуктов его разложения в зависимости от f_{CO_2} и f_{CO} :

а — при $298^\circ K$ ($25^\circ C$), б — при $600^\circ K$ ($327^\circ C$); поле устойчивости графита заштриховано.

значение в железисто-кремнистых породах. Примесь небольших количеств свободного углерода (до 0,1—0,2%) фиксируется в магнетитах железистых пород Кривого Рога. По данным Н. А. Плаксенко [11], весьма детально изучившего распределение $C_{орг}$ в различных типах железистых кварцитов КМА, содержание свободного углерода в магнетитовых породах достигает 0,15, а в куммингтонито-магнетитовых — 0,19%. По термодинамическим данным, ассоциация магнетит + графит устойчива в весьма широком интервале значений f_{CO} и f_{CO_2} . Например, при 600° К f_{CO_2} может колебаться в пределах 10^{-6} — $10^{+3,4}$, а f_{CO} — в пределах 10^{-6} — $10^{-1,2}$ атм. Если для всех предыдущих ассоциаций доля $CO_2 + CO$ в газовой фазе (при $P_{нагрузки} = P_{газа}$) была очень небольшой, то для рассматриваемой ассоциации газовая фаза уже может полностью состоять из углекислоты (резко преобладает) и окиси углерода. Так, при возможных в начальные стадии метаморфизма температуре 327° С и общем давлении 1000 атм равновесная газовая смесь будет содержать приблизительно 99,99% CO_2 и только 0,01% CO .

При низких температурах и давлениях (рис. 1) летучесть углекислоты может колебаться в пределах 10^{-22} — $10^{-1,6}$ атм. Современное содержание CO_2 в атмосфере попадает в этот интервал и свидетельствует о том, что равновесное образование магнетита с углистым веществом возможно и в настоящее время. Основным условием возникновения и устойчивого существования такой ассоциации является сравнительно высокое f_{CO} — до 10^{-11} атм (в общем случае низкая величина f_{O_2}). Практически понижение f_{O_2} может быть достигнуто при расходовании кислорода на окисление органических остатков, на реакции с S, H_2S и другими восстановителями.

Ассоциация сидерит + магнетит + графит (моновариантная) образуется, как и ассоциация магнетит + железо + графит, при строго постоянных для определенной температуры значениях f_{CO_2} и f_{CO} , отношение $f_{CO} : f_{CO_2}$ также фиксировано. Ассоциация отражает равновесие сидерита с наиболее вероятными продуктами его термического разложения при метаморфизме в случае отсутствия привноса окислителей. Равновесные значения летучестей CO_2 и CO для различных температур приведены в табл. 1. Если газовая фаза состоит только из $CO_2 + CO$, то и $P_{общее} \approx P_{флюида} \approx (P_{CO_2} + P_{CO})$ также вполне определено при данной температуре, что позволяет использовать ассоциацию для геотермометрии и геобарометрии.

При низких температурах и давлениях возникновение сидерита с магнетитом в равновесии с углистым веществом требует несколько более высоких f_{CO} , чем в современной атмосфере. Это ограничивает возможность образования ассоциации. В докембрии с его атмосферой, предположительно обогащенной углекислотой и содержавшей меньше кислорода, ассоциация могла иметь большее значение.

Ассоциация сидерит + графит (бивариантная) требует для устойчивого существования наиболее высоких значений f_{CO} и f_{CO_2} по сравнению со всеми остальными ассоциациями, расположенными на границе полей графит — газ. Образование сидерита с графитом (углистым веществом) в гипергенных условиях требует атмосферы с еще большим содержанием углекислоты, чем предыдущая ассоциация. Такие условия могли возникать в докембрии (P_{CO_2} в пределах $10^{-1,6}$ —1,0 атм) либо локально в захороненных осадках при разложении органических остатков, в подземных углекислых водах и т. п.

Остальные минеральные ассоциации равновесно существуют в поле устойчивости газовой фазы (без графита). Рассмотрим условия их об-

разования и устойчивого существования по мере понижения f_{CO_2} , т. е. перехода от более восстановительных сред к более окислительным.

Ассоциация сидерит + магнетит (бивариантная) широко распространена в железистых породах докембрия. При обычных температурах и давлениях условия образования ассоциации близки к предыдущим, но требуют несколько более низких значений f_{CO} (более высоких f_{O_2}) и сравнительно высоких f_{CO_2} . Состав газовой смеси, равновесной с этой ассоциацией, колеблется в довольно узких пределах, ограничиваясь равновесными составами двух соседних моновариантных равновесий с участием сидерита (см. табл. 1).

Ассоциация сидерит + магнетит + гематит (моновариантная) характеризуется строго фиксированными значениями f_{CO_2} и f_{CO} при данной T . В гипергенных условиях для возникновения этой ассоциации необходимо $f_{\text{CO}_2} = 10^{-0,9}$ атм и $f_{\text{CO}} = 10^{-12,4}$ атм, что отвечает более высокому содержанию углекислоты (примерно 10%), чем в современной атмосфере. Появление ассоциации в докембрии требовало довольно низких значений летучести кислорода. С повышением температуры устойчивость парагенезиса сидерит + магнетит + гематит резко снижается и требует для своего сохранения при метаморфизме весьма высоких давлений. В железистых породах Кривого Рога данная ассоциация практически не имеет значения.

Ассоциация магнетит + гематит (бивариантная) — важнейшая минеральная ассоциация железистых кварцитов большинства докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. При низких температурах она образуется в условиях пониженных значений f_{CO_2} (максимум до 0,1 атм) и окислительной обстановке (f_{CO} менее $10^{-12,4}$ атм). В общем случае в зависимости главным образом от f_{CO} (f_{O_2}) образуются либо данная ассоциация, либо слагающие ее минералы. Образование окисных минералов железа должно происходить и в современных условиях — при высоких f_{O_2} и низких f_{CO_2} . С повышением температуры область устойчивости ассоциации и слагающих ее минералов резко расширяется за счет уменьшения поля устойчивости сидерита, что видно из сопоставления диаграмм *a* и *б* на рис. 1. В то же время повышение температуры не должно влиять на относительную устойчивость магнетита и гематита. Только изменения окислительно-восстановительной обстановки, вызванные внешними факторами и ведущие к повышению f_{CO} (снижению f_{O_2}) могут вызвать переход гематита в магнетит при метаморфизме.

Ассоциация сидерит + гематит (бивариантная) требует наиболее высоких значений f_{CO_2} (даже при $25^\circ\text{C} > 0,1$ атм) при сравнительно низких f_{CO} . Возможно именно эта ассоциация играла важную роль в исходных железистых осадках, отлагавшихся при повышенном содержании углекислоты в атмосфере, но при не слишком низком содержании кислорода (органика отсутствовала). В настоящее время ассоциация может возникать в специфических условиях, например, при фильтрации углекислых подземных вод сквозь окисленные железистые породы и руды в зоне цементации. Образующиеся при этом сидеритомартитовые породы и руды нередко встречаются в коре выветривания КМА, Кременчугского месторождения, реже в Кривом Роге.

Рассмотрим влияние воды на парагенетические ассоциации и состав равновесной газовой фазы.

При наличии воды на любом из этапов формирования железистой породы теоретически возможны обменные реакции в газовой фазе, протекающие в зависимости от f_{O_2} с выделением или с окислением графита

(4) — (7). Содержание водорода и метана в равновесной газовой смеси зависит в конечном итоге от наличия или отсутствия графита и от содержания воды. Наиболее восстановительная обстановка, как видно из рассмотренных ранее данных, характеризуется линией равновесия графит — газ. Следовательно, максимальные при данных T и P содержания водорода и метана должны возникать в присутствии графита. Из констант равновесия реакций (4) и (5) в комбинации с константой равновесия реакции образования графита (3) можно определить только отношения $f_{H_2} : f_{H_2O}$ и $f_{CH_4} : f_{H_2O}^2$ в газовой смеси. Эти отношения как функция температуры показаны на графике (рис. 2). С повышением температуры в газовой смеси, равновесной с графитом, закономерно понижается $f_{CH_4} : f_{H_2O}^2$ и повышается $f_{H_2} : f_{H_2O}$.

Для нахождения содержания водорода и метана из приведенных выше отношений необходимо знать летучесть воды при данных T и $P_{\text{газа}}$. В случае избытка воды при докритических температурах (до 400°C) парциальное давление воды в газовой смеси не может превышать давления насыщенного пара. Например, для чистой воды, не содержащей растворенных веществ, давление насыщенного пара составляет: при 25°C — 0,0323, при 100°C — 1,0, при 300°C — 87,6 атм. Используя эти величины и экспериментальные данные В. Хольсера [16] о γ_{H_2O} , можно приблизительно оценить величину f_{H_2O} в пределах общего давления флюида I—2000 атм.

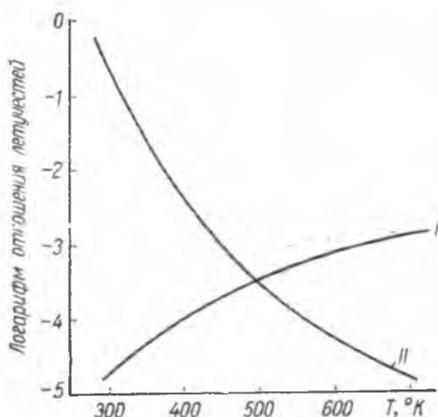


Рис. 2. Отношения летучестей компонентов газовой фазы в равновесии с ассоциацией сидерит + магнетит + графит:

$$I - \lg \frac{f_{H_2}}{f_{H_2O}}; \quad II - \lg \frac{f_{CH_4}}{f_{H_2O}^2}$$

Расчеты показывают, что газовая фаза в равновесии с графитом состоит главным образом из водяного пара и углекислоты. Если не учитывать примесей нейтральных газов, то можно принять, что $P_{\text{флюида}} \approx (P_{CO_2} + P_{H_2O})$ и $P_{CO_2} = (P_{\text{флюида}} - P_{H_2O})$. Зная коэффициенты летучести CO_2 и H_2O , легко найти f_{CO_2} и f_{H_2O} , а затем из констант равновесия соответствующих реакций определить летучести H_2 , CO_2 и CH_4 . Содержание газов в смеси (в объемных или весовых процентах) можно вычислить приблизительно, предполагая, что $f_{\text{газа}} \approx P_{\text{газа}}$.

Таким методом рассчитаны составы газовой смеси в равновесии с ассоциацией сидерит + магнетит + графит при избытке воды (табл. 2). Для 298°K (25°C) допущено, что летучести всех газов равны парциальным давлениям. Для 500°K (227°C) учтены отклонения свойств углекислоты и водяного пара от свойств идеального газа.

Таблица 2

Состав газовой смеси, равновесной с ассоциацией сидерит + магнетит + графит (в об. %)

T, °K	P _{общ} , атм	Компоненты						H ₂ : H ₂ O	CH ₄ : H ₂ O
		H ₂ O	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄	Нейтральные газы		
298	1,0	3,2	3,3	$5,3 \cdot 10^{-10}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	93,5	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$
500	430	6,7	93,3	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-6}$	—	$2,5 \cdot 10^{-7}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$

Уточненные расчеты показывают, что, хотя с повышением температуры отношение $f_{\text{H}_2} : f_{\text{H}_2\text{O}}$ в газовой фазе увеличивается (рис. 2), содержание водорода и отношение $\text{H}_2 : \text{H}_2\text{O}$ уменьшается вследствие значительного снижения $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$ при повышении давления в области докритических температур (табл. 2).

Следовательно, протекание вторичных реакций с участием графита ограничивает значение воды как метаморфического окислителя, рассмотренное нами ранее [6]. В случае присутствия углистого вещества в метаморфизирующейся породе или образования графита при термической диссоциации FeCO_3 , наличие воды не снижает температуру перехода сидерита в магнетит до тех пор, пока устойчиво существует хотя бы незначительная примесь свободного углерода. Только при исчезновении графита, окисляющегося при «промывании» метаморфизирующейся породы водными флюидами с равновесным для «чистой» воды отношением $f_{\text{H}_2} : f_{\text{H}_2\text{O}}$, возможно понижение температуры перехода сидерита в магнетит.

Интересно рассмотреть некоторые частные случаи образования минеральных ассоциаций при наличии воды.

Из табл. 2 следует, что для возникновения ассоциации сидерит + магнетит + графит при низких температурах и давлениях необходимы весьма специфические условия. Появление этой ассоциации при 25° С и 1 атм возможно только в том случае, если в газовой фазе будет содержаться до 93,5% нейтральных газов, порядка 6,5% углекислоты и водяного пара, и крайне малые количества CO , H_2 , CH_4 . Равновесное содержание кислорода в такой смеси совершенно незначительно, так как поступающий из атмосферы O_2 расходуется на окисление углистого вещества.

Если нейтральных газов нет, то газовая фаза окажется состоящей практически из CO_2 и H_2O с суммарным давлением в 1 атм и рассматриваемая ассоциация не сможет равновесно существовать в этих условиях, сменяясь ассоциацией сидерит + графит.

Поскольку нет достаточных данных о содержании в поровых флюидах пород нейтральных газов, трудно судить об их роли в «разбавлении» газовых смесей, необходимом для образования тех минеральных ассоциаций, которые требуют пониженных парциальных давлений, участвующих в реакциях газов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАФИТА В ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОДАХ

Графит (графитит, углистое вещество, свободный углерод) — обычная примесь в железистых породах и слагающих их рудных минералах [5, 11]. Поэтому интересно рассмотреть условия его образования с термодинамических позиций.

Хотя проведенные термодинамические расчеты строго справедливы только для кристаллического графита, с некоторыми приближениями они должны быть верны и для полураскристаллизованного углистого вещества (обычно называемого графититом), к которому следует относить большую часть «свободного» углерода, устанавливаемого химическим анализом.

Если допустить, что за счет мелкой дисперсности и большой удельной поверхности углистого вещества, несовершенства кристаллической решетки и других факторов избыточная свободная энергия (разность $\Delta Z^{\circ}_{\text{обр}}$ графита и графитита) достигает 2—3 ккал/моль, то и тогда все приведенные выше соображения о парагенезисах графита остаются в силе, хотя величины равновесных f_{CO_2} и f_{CO} несколько изменяются.

Эти данные свидетельствуют о том, что ассоциация гематит + графит (и, вероятно, ассоциации гетит + углистое вещество, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ + углистое вещество) термодинамически неравновесна при любых температурах и давлениях, реально существовавших в геологической истории железистых пород — от периода осадконакопления и диагенеза до высших ступеней метаморфизма.

Равновесными и вполне устойчивыми в широком интервале температур и давлений являются ассоциации графита с магнетитом и сидеритом.

Рассмотрим два наиболее вероятных варианта образования графита в железистых породах и минералах.

1. Графит возник из первичного органического материала в результате разложения и последующего метаморфического преобразования материала.

Из рассмотренных ранее данных (табл. 1, рис. 1, а) следует, что углистое вещество как продукт разложения органических углеводов или углеводов может равновесно существовать только с сидеритом или магнетитом.

В природе, особенно при низких температурах, не исключено метастабильное существование ассоциации углистого вещества и гематита (гетита), особенно в тех случаях, когда углистое вещество явилось продуктом разложения соединений органогенного происхождения. Подобные соединения, входившие в состав живых организмов, в результате специфики термодинамики биологических процессов могли равновесно существовать в таких средах, в которых окислы и гидроокислы Fe^{3+} отлагались как устойчивые соединения. Однако в момент углефикации органических веществ, с появлением свободного углерода, гематит (гетит) становился неустойчивым и должен в зависимости от f_{CO} переходить либо в сидерит, либо в магнетит. Такой переход происходил скорее всего одновременно с разложением «органики» в период диагенеза, причем агентами, непосредственно принимавшими участие в восстановлении, могли быть как C , так и CO , H_2 , CH_4 и другие газы. Остаток углистого вещества, не израсходованный на восстановление, вполне устойчив (при отсутствии гематита) на всех ступенях метаморфизма.

Если исходное органическое вещество отлагалось совместно с первичными магнетитом или сидеритом, то после разложения и углефикации сохранялось состояние равновесия этих минералов с графитом. В период диагенеза таких пород могли происходить только локальные явления замещения, обусловленные колебаниями f_{CO} и в меньшей степени f_{CO} , и проявлявшиеся в преобразовании магнетит \rightleftharpoons сидерит. Последующий метаморфизм графито-магнетитовых пород в пределах фации зеленых сланцев мало влиял на содержание графита.

Небольшие количества углистого вещества в метаморфических гематитовых породах можно объяснить только малой скоростью реакций восстановления в твердой фазе.

2. Графит возник при термической диссоциации сидерита. Образование графита описывается реакцией (8), которая термодинамически вполне вероятна при низких летучестях кислорода. В этом случае значительная часть так называемого органического углерода могла иметь неорганическое происхождение согласно циклу: глубинная $\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_2$ атмосферы \rightarrow карбонатные ионы бассейна осадконакопления \rightarrow хемогенный карбонат железа \rightarrow графит.

Можно приблизительно рассчитать количество графита, которое могло образоваться при разложении сидерита до магнетита. Примем среднее содержание FeCO_3 в исходной железистой породе за 40—60% (остальное — кварц, силикаты). Если при метаморфизме нет привноса

в породе окислителей извне, углерод карбоната будет расходоваться только на образование CO_2 , уходящей из породы, и C , остающегося в новообразованной магнетитовой породе. Незначительная часть углерода уйдет в газовой фазе в виде CO в результате вторичной реакции (3). Расчет по уравнению (8) при полной диссоциации сидерита дает содержание углерода 0,7—1,0%. Удаление CO и частичное окисление водой могут снизить эту величину до первых десятых долей процента, что вполне согласуется с величинами, фиксируемыми в некоторых разновидностях железистых кварцитов.

Окончательное решение вопроса о происхождении и роли углистого вещества в железистых кварцитах докембрия можно дать только после тщательных минералого-геохимических исследований распространения и состава графитита в различных типах пород, и, что особенно важно, в различных минералах. Если окажется, что сидериты и сидероплезиты содержат меньше свободного углерода, чем ассоциирующие с ними магнетиты, то второй вариант получит довольно убедительное подтверждение.

СИДЕРИТ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТЕРМОМЕТР

Для геологической термо- и барометрии наиболее удобно использовать твердофазовые реакции или точки невариантного равновесия. К сожалению, в системе $\text{Fe} - \text{C} - \text{O}_2$ только одна реакция распада FeO на Fe_3O_4 и Fe теоретически должна протекать при фиксированной температуре. Поскольку иоцит или вюстит в железисто-кремнистых породах практически не встречаются, указанная реакция для геотермометрии этих пород значения не имеет.

Моновариантные равновесия, для которых $T = \varphi(P)$, менее удобны, поскольку для определения температуры требуется знание состава и давления газовой фазы. Однако, если в первом приближении считать, что газовая фаза состоит преимущественно из продуктов диссоциации, и ограничить пределы давления, то колебания предполагаемых температур оказываются сравнительно небольшими. В частности, для определения температур метаморфизма фации зеленых сланцев (пределы давления 2000—6000 атм) вполне пригодны ассоциации сидерит + магнетит + графит и сидерит + магнетит + гематит.

Для геотермометрии можно использовать также бивариантное равновесие сидерит + магнетит [8]. Это равновесие дает более широкие пределы возможных температур.

Определение кривых $T = \varphi(P)$ для указанных минеральных ассоциаций требует более точного расчета ΔZ , констант равновесия реакций с введением поправок на изменение объема твердых фаз с давлением, —

$$\Delta Z_P = \Delta Z_T + \int_1^P \Delta V dP \approx \Delta Z_T + P\Delta V, -$$

и перехода от летучестей компонентов газовой фазы к давлениям с использованием экспериментально определенных γ_{CO_2} и γ_{CO} . Как уже отмечалось, в настоящее время для области умеренных давлений возможен только приблизительный расчет.

Из табл. 1 и диаграммы (см. рис. 1) видно, что газовая фаза в равновесии с рассматриваемыми ассоциациями состоит главным образом из CO_2 (свыше 99,9%), поэтому без большой погрешности можно считать, что $P \approx \frac{f_{\text{CO}_2}}{\gamma_{\text{CO}_2}}$, где γ_{CO_2} — коэффициент летучести CO_2 . Решить данное уравнение можно только графическими методами, поскольку функциональная зависимость γ_{CO_2} от P в данном случае неизвестна.

Рассчитанные таким образом кривые (рис. 3) являются весьма схематическими и свидетельствуют скорее о принципиальной возможности сидеритового геотермометра, чем о фактически существовавших при метаморфизме температурах. Рассчитанные нами температуры значительно расходятся с найденными экспериментально [14] и требуют уточнения. Если в указанных экспериментах действительно было достигнуто равновесие и реакции (1) и (13) оказались обратимыми, то необходимо исправить термохимические константы сидерита, что требует дополнительного исследования. Если же исходить из существующих в современной справочной литературе констант (что и сделано нами в настоящей работе), то в пределах давлений, предполагаемых для метаморфизма пород в условиях фации зеленых сланцев, верхняя температурная граница для криворожских железистых кварцитов, содержащих ассоциацию сидерит + магнетит с обычной примесью графита, должна колебаться в пределах 285—330° С.

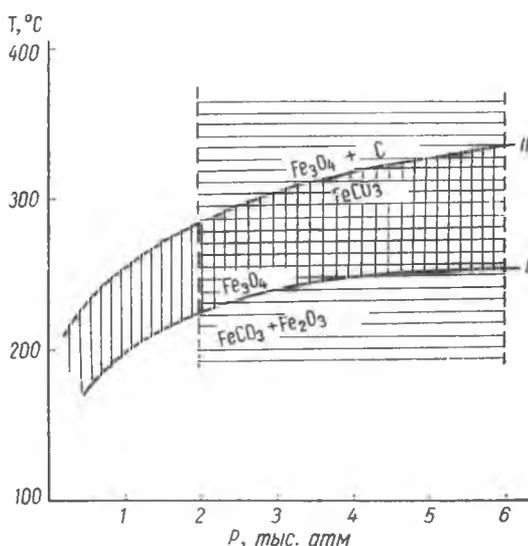


Рис. 3. Кривые P — T минеральных ассоциаций с участием сидерита:

I — кривая, выше которой ассоциация сидерит + гематит неустойчива и переходит в магнетит; *II* — кривая, выше которой сидерит неустойчив и переходит в ассоциацию магнетит + графит.

Горизонтальная штриховка — область метаморфизма фации зеленых сланцев; вертикальная штриховка — область верхнего предела устойчивости сидерита при привносе окислителей.

окисляющих агентов, снижавших температуру перехода на 50—80° С. Эти окислители могли содержаться в породе (гематит) или поступать извне (вода).

Л и т е р а т у р а

1. Байков А. А., Тумарев А. С.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1937, 4.
2. Берг Л. Г., Буздов К. А.— Журн. неорг. химии, 1962, 7, 8.
3. Гурвич Л. В. и др. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Изд-во АН СССР, М., 1962.
4. Кострюков В. Н., Калинин И. Н.— Журн. физ. химии, 1964, 38, 3.
5. Мельник Ю. П.— В кн.: Геология криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, К., 1962.
6. Мельник Ю. П.— Геология рудных месторождений. 1964, 5.
7. Мельник Ю. П.— Геол. журн. АН УРСР, 1964, 24, 5.
8. Мельник Ю. П.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.

9. Мельник Ю. П.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. «Наука», М., 1966.

10. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М., 1961.

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

12. Уикс К. Е., Блок Ф. Е. Термодинамические свойства 65 элементов, их оксидов, галогенидов, карбидов и нитридов. «Металлургия», 1965.

13. French V. M.— Geol. Soc. America, Program 1965 Ann Meet., p. 58.

14. French V. M., Eugster H. P.— J. Geophys. Res., 1965, 70, 1529.

15. French V. M., Rosenberg P. E.— Science, 1965, 147, 1283.

16. Holser W. T.— J. Phys. Chem., 1954, 58, 316.

17. Majumdar A., Roy R.— Geochem et Cosmochem. Acta, 1956, 10.

18. Wagman D. D., et al.— J. Res., 1945, 34, 2.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД КРИВОГО РОГА

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, И. П. ЛУГОВАЯ,
Ю. П. МЕЛЬНИК

Институт геологических наук АН УССР

Первые изотопные геохимические исследования, выполненные в 1940 г. [24], показали, что O^{16}/O^{18} в железных рудах различных генетических типов непостоянно. В дальнейшем А. П. Виноградов и Е. И. Донцова [2] на основании изучения природных минералов-окисей высказали предположение, что эти минералы в зависимости от происхождения должны различаться по изотопному составу кислорода. Гипотезу подтвердили непосредственные экспериментальные исследования [5], которые показали, что магнетиты, полученные при моделировании скарнового процесса в результате взаимодействия $CaCO_3$ с летучими хлоридами железа, характеризуются повышенным содержанием тяжелого изотопа кислорода по сравнению с осадочными бурыми железняками.

По данным исследований изотопного состава кислорода криворожских железных руд, выполненных флотационным методом И. И. Танатаром [13], а впоследствии О. П. Лебедевым и П. Н. Петровым [8], кислород неокисленных богатых руд и железистых пород обогащен O^{18} в сравнении с рудами, окисленными в зоне гипергенеза. Изучение изотопного состава кислорода в отдельных минералах железистых пород Кривого Рога ранее не проводилось.

Изотопный состав кислорода рудных и нерудных минералов железисто-кремнистых пород аналогичных докембрийских железорудных районов США и Канады изучен довольно детально [21, 30, 33]. Большинство современных работ посвящено изучению изотопного фракционирования кислорода между сосуществующими кварцем, оксидами железа, карбонатами и силикатами в процессе метаморфизма. На основании полученных данных по району Верхнего озера Р. Клейтон и С. Эпштейн [21] сделали вывод, что содержание тяжелого изотопа кислорода (выраженное в виде δO^{18}) в кварце уменьшается с увеличением степени метаморфизма, а δO^{18} магнетита не обнаруживает такой тенденции и дает только малые флуктуации вокруг средней величины. В других работах указывается на увеличение δO^{18} магнетита с повышением степени метаморфизма пород.

Изотопное фракционирование кислорода между совместно кристаллизующимися в равновесии магнетитом и гематитом невелико. Единичные наблюдения дают разницу $\Delta \delta O^{18}$ не более 1,6‰, причем гематит обычно слегка обогащен тяжелым кислородом; можно ожи-

дать, что при высоких температурах равновесия эта разница будет еще меньше.

Среди всех известных минеральных пар наибольшее фракционирование изотопов кислорода наблюдается между кварцем и окислами железа: в условиях равновесия кварц концентрирует O^{18} (сравнительно с другими минералами), а магнетит и гематит концентрируют O^{16} . При метаморфизме железистых пород с ростом температуры следует ожидать прогрессивного уменьшения δO^{18} кварца и соответствующего увеличения δO^{18} воды порового раствора и, следовательно, δO^{18} магнетита или гематита, находящихся в равновесии с этой водой.

Конечное распределение изотопов кислорода между сосуществующими минералами в метаморфизованных железистых породах определялось рядом факторов: составом первичного осадка, достижением изотопного равновесия при метаморфизме, температурой, постоянством валового изотопного состава кислорода породы, относительными количествами кислородсодержащих минералов, количеством и составом межзернового флюида. Для биминеральных магнетито-кварцевых пород типа криворожских δO^{18} магнетита в значительной степени зависит от изотопного состава кислорода ассоциирующего с ними кварца. Большинство исследователей [1, 10, 28] полагают, что кварц докембрийских железистых пород образовался хемогенным путем в водных бассейнах. Можно предположить, что первичный изотопный состав кислорода кварца колебался в пределах одного периода осадконакопления незначительно. Следовательно, изотопный состав кислорода магнетита (гематита) в таких породах должен варьировать в узких пределах. Эти соображения справедливы только для нормально метаморфизованных пород, минералы которых кристаллизовались при близкой температуре и достигли изотопного равновесия. В последнем случае кварц с весьма однородным изотопным составом кислорода играл роль своеобразного буфера, определявшего изотопный состав кислорода сосуществующих с ним рудных минералов.

Таблица 1
Изотопный состав кислорода рудных минералов железистых пород районов Верхнего озера (США) и Квебека (Канада)

Номер пробы	Район	Ассоциирующие минералы	Зона метаморфизма	δO^{18} , ‰	
				Mgt	Hem
Верхнее озеро [30]					
1	Мезаби	Магнетит, стильпноме-лан	Cl	+1,2	—
2	Айрон Ривер	Сидерит, гематит	Cl	—	-0,2
3	Годжебик	Магнетит	Cl	-1,4	—
4	Маркетт	Сидерит, магнетит, стильпноме-лан	Cl	+3,9	—
5	Меномини	Магнетит, доломит	Bi	+3,9	—
6	Меномини	Железный блеск	Bi	—	+5,4
7	Флоренс	Магнетит	G	+4,3	—
8	Айрон Каунти	Магнетит, железный блеск	G	+2,5	+3,4
9	Маркетт	Железный блеск	G	—	+3,5
Квебек [33]					
149	—	Магнетит	—	+11,94	—
B16	—	Магнетит	—	+10,88	—
199	—	Магнетит	—	+11,38	—
9B	—	Магнетит	—	+11,97	—
ДН-152	—	Гематит	—	—	+11,92

Примечания. Зоны метаморфизма: Cl — хлоритовая, Bi — биотитовая, G — гранатовая; Mgt — магнетит, Hem — гематит.

В действительности изотопный состав кислорода магнетитов и гематитов пород железистой формации района Верхнего озера значительно колеблется даже в пределах одной зоны метаморфизма (табл. 1). Г. Джеймс и Р. Клейтон [30] объясняют это главным образом некоторыми различиями температур кристаллизации минералов и ретроградными изменениями. Для магнетитов, как и для других минералов железистой формации Квебека в Канаде, свойственно повышенное содержание O^{18} по сравнению с соответствующими минералами района Верхнего озера [33]. Это объясняется не особенностями метаморфизма, а особенностями первичного осадконакопления.

Сопоставляя данные табл. 1, можно предположить, что колебания δO^{18} магнетитов и гематитов в железистых породах вызваны различиями не только температур метаморфизма, но и первичного изотопного состава кислорода. Последние могли существовать в период осадконакопления и диагенеза в разновозрастных и отделенных значительными расстояниями железорудных свитах Верхнего озера. Не исключено, что часть пород имеет вулканогенное происхождение, а часть — нормальное осадочное. Анализы, приведенные в табл. 1, могут характеризовать магнетиты разных генетических типов, образовавшиеся из различного исходного железистого материала.

Поэтому интересно сопоставить изотопный состав кислорода магнетитов и гематитов в железистых породах одной железорудной толщи, относящихся к одной фации метаморфизма и кристаллизовавшихся в примерно одинаковых температурных условиях. Такие исследования мы начали для железистых пород Кривого Рога.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Мы изучали чистые мономинеральные фракции магнетита и гематита, выделенные из неокисленных железистых пород.

Для выделения кислорода использовали метод восстановления ферроцианидом калия — $K_4[Fe(CN)_6]$, предложенный В. Г. Финиковым [15] для окислов и солей. Этот метод мы изучили дополнительно с целью определения оптимальных условий для проведения реакции. Общий выход кислорода обычно не превышал 89% расчетной величины. Кроме неполноты выделения кислорода этот метод имеет еще один недостаток — наряду с CO_2 при восстановлении образуется некоторое количество CO . Поскольку не исключена возможность фракционирования изотопов кислорода между этими газами и между газообразной и твердой фазами в процессе опыта, то для контроля применяли хорошо изученный метод восстановления окислов железа водородом [2, 13] с последующим переводом кислорода из полученной воды в CO_2 реакцией с гуанидином [20].

Анализ изотопного отношения O^{18}/O^{16} в кислороде CO_2 проводили прецизионным масс-спектрометрическим методом на приборе МИ-1305. Предварительно в конструкцию прибора были внесены некоторые изменения [4, 16].

Результаты измерений δO^{18} выражены в промилле (‰) и показывают степень обогащенности образца тяжелым кислородом (O^{18}) по сравнению со стандартом.

$$\delta O^{18} = \left[\frac{(O^{18}/O^{16})_{\text{обр}}}{(O^{18}/O^{16})_{\text{ст}}} - 1 \right] 1000.$$

В качестве рабочего стандарта мы использовали CO_2 , полученный из х/ч Fe_2O_3 восстановлением ферроцианидом калия.

Поскольку данные по изотопному составу кислорода минералов приводятся в современной литературе по отношению к стандарту «сред-

няя океаническая вода» — SMOW [23, 25, 26], мы определили поправочный коэффициент для перехода к этому стандарту ($\alpha = +3,3\%$). Все результаты наших определений δO^{18} приведены в сравнении со стандартом SMOW.

Таблица 2
Сопоставление анализов изотопов кислорода окислов железа при различной методике получения CO_2

Номер пробы	Минерал	δO^{18} , ‰		$\Delta \delta O^{18}$
		Ферроцианидный метод	Водородный метод	
33119	Магнетит	+10,9	+9,9	1,0
2574	»	+14,8	+12,9	1,9
2577	»	+15,0	+14,8	0,2
И-5	Гематит	+1,3	+1,3	0,0
И-16	»	+1,3	+2,6	1,3

магнетитах и гематитах железистых пород Кривого Рога обычно превышают возможные погрешности, возникавшие в процессе выделения кислорода и при масс-спектрометрическом анализе, что позволяет использовать полученные предварительные данные для геологических выводов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Первую серию определений изотопного состава кислорода выполнили для рудных минералов железистых пород $K_2^{жк}$ (участок замыкания криворожского синклиория). Образцы отбирали непосредственно в карьере ЮГОКа вне пределов зоны окисления, примерно на одинаковой глубине и на сравнительно небольшом (менее 100 м) протяжении вкрест простирания пород в лежащем боку горизонта.

Хотя метаморфизм всех железистых пород в данном участке относится к фации зеленых сланцев, минеральные ассоциации довольно разнообразны. В лежащем боку железистого горизонта у контакта со сланцами преобладают силикатно-сидероплезитовые породы, иногда с прослоями сланцев. Породы содержат переменное количество магнетита, соизмеримое с содержанием сидероплезита (10—25%). Силикаты представлены железисто-магнезиальными хлоритами, слюдами типа стильпноmelана и куммингтонитом. Иногда отмечается мелкая вкрапленность пирита и марказита. Несколько дальше от контакта содержание магнетита возрастает, сидероплезит занимает подчиненное положение, сульфиды редки. Средняя часть горизонта — это преимущественно собственно магнетитовые породы с некоторым количеством силикатов, без сидероплезита или с незначительной примесью его. В средней части горизонта нередко с исчезновением сидероплезита появляется мелкочешуйчатый гематит и породы становятся гематито-магнетитовыми, силикаты имеют второ-

Таблица 3
Изотопный состав кислорода рудных минералов железистых пород ЮГОКа

Номер пробы	Ассоциирующие минералы *	δO^{18} , ‰	
		Mgt	Hcm
И-16	Гематит	+2,6	+2,7
2575	Слюды	+9,5	—
2578	Сидероплезит	+10,4	—
2574	Сидероплезит, пирит	+14,8	—
2577	Сидероплезит, пирит	+15,0	—

* Кроме кварца и магнетита, присутствующих во всех ассоциациях.

степенное значение и обычно представлены слюдами. Поскольку нет никаких серьезных доказательств изменения температурных условий метаморфизма пород при переходе от лежащего бока к средней части горизонта, можно полагать, что различия минерального состава обусловлены особенностями первичного осадконакопления и диагенеза.

Приведенные в табл. 3 данные характеризуют изменение δO^{18} магнетита при переходе от сидероплезито-магнетитовых пород лежащего бока $K_2^{4ж}$, первоначально образовавшихся в наиболее восстановительной обстановке, к гематито-магнетитовым породам средней части горизонта, образовавшихся в окислительной обстановке. Найденные различия δO^{18} магнетитов весьма значительны (до 13,4‰) и связаны с парагенетическими минеральными ассоциациями пород.

Вторая серия определений выполнена для магнетитовых пород ЦГОКа, находящихся в антиклинальной части Саксаганского района. По степени метаморфизма железистые породы этого района не отличаются от пород ЮГОКа. Минеральные ассоциации также сходны, некоторые отличия заключаются в менее четком выделении собственно сидероплезито-магнетитовых и гематито-магнетитовых разностей, силикаты представлены преимущественно хлоритами и слюдами, куммингтонит редок и более характерен для сланцевых прослоев.

Пробы отобраны вкрест простирания пород и характеризуют главным образом магнетитовые и силикатно-магнетитовые разности, не содержащие сидероплезита или гематита. Изотопный состав кислорода магнетитов этих пород колеблется в сравнительно узких пределах ($\Delta\delta O^{18}$ до 3,2‰) и среднее значение δO^{18} ниже, чем у магнетитов пород ЮГОКа (табл. 4).

Остальные определения (табл. 4) носят менее систематический характер и дают общее представление об изотопном составе кислорода магнетитов железистых пород Южного (пробы И-2, И-5, 2585) и Саксаганского (пробы 2560, 33119) районов Кривбасса. Минеральные ассоциации пород приведены непосредственно в таблице, степень метаморфизма близка, все породы относятся к фации зеленых сланцев, за исключением образца 2585, где во вмещающих породах появляются гранат и роговая обманка.

Таблица 4
Изотопный состав кислорода рудных минералов
железистых пород ЦГОКа и других районов Кривбасса

Номер пробы	Место взятия пробы	Ассоциирующие минералы *	Стратиграфич. горизонт	δO^{18} , ‰	
				Mgt	Hem
2554	ЦГОК	Магнетит, слюда, карбонат, гетит	$K_2^{2ж}$	+5,6	—
2555	»	Магнетит, слюда, карбонат, хлорит	$K_2^{2ж}$	+7,0	—
2551	»	Магнетит, слюда, карбонат	$K_2^{2ж}$	+8,8	—
2558	»	Магнетит	$K_2^{4ж}$	+8,8	—
2560	Скв. 9560	Магнетит, слюда, сульфиды, хлорит	—	+8,2	—
33119	Рудник им. Артема	Магнетит, слюда	$K_2^{1ж}$	+10,9	—
2585	Рудник им. Вальвко	Магнетит, куммингтонит, слюда	—	+10,5	—
И-2	Рудник Ингулец	Железная слюдка	—	—	-3,6
И-5	Рудник Ингулец	Магнетит, железная слюдка, амфибол	—	+2,5	+1,3

* Кроме кварца, присутствующего во всех ассоциациях.

Во всех участках самые низкие значения δO^{18} рудных минералов зафиксированы в тех породах, где магнетит ассоциирует непосредственно с мелкочешуйчатым гематитом при незначительном содержании силикатов. Значения δO^{18} ассоциирующих с магнетитом гематитов также низки. В одном случае кислород гематита несколько «тяжелее» кислорода магнетита (проба И-16), а в другом наблюдается обратная зависимость (проба И-5). Различия в изотопном составе кислорода этих двух ассоциирующих минералов не выходят за пределы, указанные Р. Клейтоном и С. Эпштейном [21]. Проба И-2 характеризует сравнительно крупночешуйчатую железную слюдку из полосчатой, но сильно смятой и перекристаллизованной гематито-кварцевой породы, не содержащей магнетита.

Сопоставление полученных данных с результатами изотопных исследований аналогичных железорудных минералов районов озера Верхнего и Канады (см. табл. 1) показывает, что величины O^{18} магнетитов из большинства собственно магнетитовых и силикатно-магнетитовых криворожских пород близки к δO^{18} магнетитов района Квебека в Канаде, в то время как магнетиты, ассоциирующие с гематитом, характеризуются изотопным составом кислорода, близким к магнетитам и гематитам района Верхнего озера. Величины δO^{18} , полученные нами для магнетитов из сидероплезито-магнетитовых пород ЮГОКа, отличаются от данных по другим районам и не имеют аналогов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГНЕТИТА

Основные положения современных гипотез о происхождении магнетита могут быть обобщены в три группы.

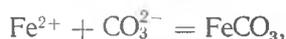
1. Магнетит возник при метаморфическом преобразовании первичноосадочного или диагенетического сидерита [3, 11, 12, 14, 34].

2. Магнетит возник при метаморфическом преобразовании гидрокислов железа и гематита [10, 18, 19].

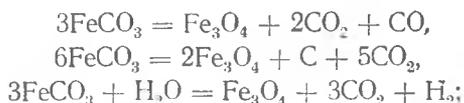
3. Магнетит образовался как первичноосадочный или диагенетический минерал и в процессе метаморфизма существенных изменений не претерпел [9, 27, 28].

Процессы образования магнетита соответственно выражаются следующими схематическими химическими реакциями:

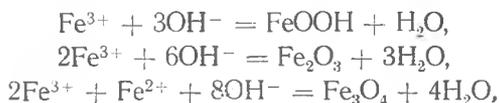
а) первичноосадочное образование сидерита —



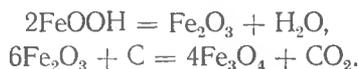
метаморфизм —



б) первичноосадочное образование гематита, гематита, магнетита —



метаморфизм —



Возможность осуществления приведенных реакций и необходимые для этого условия рассмотрены ранее на основе термодинамического анализа и некоторых экспериментальных данных [6, 7].

Для первичных сидеритовых (сидероплезито-кварцевых) пород должно быть характерно повышенное общее содержание O^{18} вследствие первичного изотопного фракционирования кислорода между карбонатами, кварцем и водой бассейна осадконакопления. При метаморфизме происходит некоторое уменьшение валового содержания O^{18} в результате изотопного фракционирования при диссоциации карбонатов, однако образовавшиеся магнетиты, по аналогии с другими окислами [32], должны быть обогащены O^{18} по сравнению с первичноосадочными магнетитами. Поэтому можно предположить, что повышенные значения δO^{18} , обнаруженные в магнетитах из сидероплезито-магнетитовых пород ЮГОКа, объясняются образованием магнетита из карбонатов железа и сохранением части более тяжелого «карбонатного» кислорода в кристаллической решетке окисла.

Для первичных гематито-кварцевых, магнетито-кварцевых и гематито-магнетито-кварцевых пород следует ожидать понижения общего содержания O^{18} по сравнению с кварцево-карбонатными породами, поскольку фракционирование изотопов кислорода между окислами железа и водой в период осадконакопления практически не происходило. При метаморфизме валовой изотопный состав кислорода таких пород, в отличие от карбонатных, существенно не изменялся, так как не менялся их минеральный состав — состояние окисления пород, или «окислительная емкость», оставалось фиксированным [17, 29]. Некоторая рекристаллизация самих минералов в процессе прогрессивного метаморфизма способствовала укрупнению отдельных зерен и созданию более совершенных кристаллов, но не должна была вести к изменению изотопного состава кислорода. Таким образом, в метаморфических породах изотопный состав кислорода магнетита и гематита в случае их первичноосадочного или диагенетического происхождения должен изменяться незначительно, а различия δO^{18} кислорода сосуществующих магнетита и гематита не должны превышать 1—2‰.

Эти общие соображения будут справедливы для метаморфических железистых пород только в том случае, если кварц и окисные минералы не достигли изотопного равновесия в период метаморфизма. При достижении равновесия в целом для толщи пород изотопный состав кислорода магнетитов окажется нивелированным в результате обмена с кислородом кварца и силикатов.

Полученные нами экспериментальные данные подтверждают предположение о сохранности в окисных минералах кислорода первичных исходных железистых осадков и об отсутствии в слабо метаморфизованных криворожских породах изотопного кислородного обмена между магнетитом (гематитом) и кварцем в процессе метаморфизма. Следовательно, на основании изучения изотопного состава кислорода магнетитов можно получить некоторую информацию о первичном железистом осадке и об изотопном составе кислорода воды древних бассейнов осадконакопления.

Самые низкие значения δO^{18} зафиксированы в магнетите и гематите из железистых пород ЮГОКа и Ингульца. В этих породах мелкодисперсный гематит, вероятно, возник при раскристаллизации первичного гидроокисного осадка. Магнетит, судя по близости изотопного состава кислорода к составу кислорода ассоциирующего гематита, также является первичноосадочным или диагенетическим. В период первичного осадконакопления хемогенные железистые осадки находились в состоянии химического и изотопного равновесия с водой бассейна. Поскольку процесс образования окислов не сопровождается изотопным

фракционированием, то найденный экспериментально изотопный состав кислорода первичноосадочных гематитов и магнетитов приблизительно отвечает изотопному составу кислорода воды докембрийского бассейна накопления осадков криворожской железорудной толщи. Эта вода оказывается несколько «тяжелее» современной средней океанической воды ($\delta O^{18} + 1,3 \div + 2,7\%$).

Самые высокие значения δO^{18} зафиксированы в магнетитах из сидероплезито-магнетитовых пород, содержащих примесь сульфидов. Магнетит в таких породах предположительно возник в результате метаморфической термической диссоциации первичных карбонатов железа. Не исключена возможность перераспределения кислорода, железа и магния в процессе метаморфизма таких пород, что приводило к образованию магнетита (без Mg) и сидероплезита (с повышенным по сравнению с первичным карбонатом содержанием Mg) из карбонатов железа со средним содержанием магния.

В собственно магнетитовых породах зафиксированы промежуточные значения δO^{18} , которые можно объяснить сложным образованием этих магнетитов из смешанного первичного карбонатного, гидроокисного и гидроокисного материала; повышение содержания O^{18} в магнетите может указывать на преобладание в нем остаточного «сидеритового» кислорода.

При образовании магнетита в результате восстановления гематита углеродом или органическими остатками, содержащимися в породе, при метаморфизме следует ожидать некоторого обеднения O^{18} полученного магнетита по сравнению с исходным гематитом, поскольку выделяющийся CO_2 обычно обогащен тяжелым изотопом кислорода. В криворожских породах ни в одном случае не зафиксировано более низкое содержание O^{18} в магнетите, чем в гематите, что свидетельствует о малой возможности такого типа восстановления. Если в качестве восстановителя предположить сидерит, то при установлении изотопного равновесия между рудными минералами образовавшийся магнетит будет иметь промежуточное значение δO^{18} между «гематитовым» и «сидеритовым» кислородом, что согласуется с полученными определениями.

ВЫВОДЫ

1. Установлено заметное различие в изотопном составе кислорода магнетитов железистых пород Кривого Рога. Наиболее обогащен O^{18} магнетит, ассоциирующий с сидеритом (сидероплезитом) и предположительно образовавшийся при термической диссоциации последнего. Наиболее низкие значения δO^{18} зафиксированы в магнетите, ассоциирующем с первичным мелкочешуйчатым гематитом.

2. Значительные колебания δO^{18} магнетитов объясняются не различными температурами кристаллизации, а первичным фракционированием кислорода в период осадконакопления между карбонатами и окислами (гидроокислами) и сохранением этих различий при последующем метаморфизме в магнетитах, образовавшихся из различного исходного железистого материала. Высказано предположение об отсутствии изотопного равновесия между кислородом кварца и рудных минералов в железистых породах низких ступеней метаморфизма.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, К., 1962.
2. Виноградов А. П., Донцова Е. И.— ДАН СССР, 1947, 56, 4, 391.

3. Гершойг Ю. Г.—Сов. геология, 1949, 39.
4. Демиденко С. Г., Луговая И. П.—Заводская лаборатория, 1965, 6
5. Донцова Е. И.—ДАН СССР, 1950, 71, 5, 905.
6. Мельник Ю. П.—Геология рудных месторождений, 1964, 5, 3.
7. Мельник Ю. П.—В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
8. Лебедев О. П., Петров П. И.—В кн.: Сб. научных статей НИГРИ, в. 10. Госгеолтехиздат, М., 1963.
9. Назаров П. П.—Геол. журн. АН УРСР, 18, в. 3, 1958.
10. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, Воронеж, 1966.
11. Пятницкий П. П.—В кн.: Труды ин-та прикладной минералогии и петрографии, в. 17. Научно-техн. отд. ВСНХ, типо-лит. ВТУ им. Дунаева, М., 1925.
12. Свистальский Н. И. и др.—В кн.: Труды Всесоюз. геолого-развед. объединения НКТП, в. 153. Гос. научно-техн. геологоразвед. изд-во М.—Л., 1932.
13. Танатар И. И.—В кн.: Минералогич. сб. ЛГО, в. 4. Изд-во Львовского ун-та, 1950.
14. Точилин М. С.—В кн.: Минералогич. сб. ЛГО, в. 6. Изд-во Львовского ун-та, 1952.
15. Финников В. Г.—Журн. аналит. химии, 1961, 16, 4, 499.
16. Чупахин М. С.—Журн. аналит. химии, 1960, 15, 2, 155.
17. Эйгстер Г. П.—В кн.: Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
18. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Изд-во АН УССР, К., 1958.
19. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Окислы железа Украинского щита. Изд-во АН УССР, К., 1961.
20. Boyer H.—Analyt. Chemistry, 1961, 33, 13.
21. Clayton R. N., Epstein S.—J. Geol., 1958, 66, 4, 352.
22. Clayton R. N., Epstein S.—J. Geol., 1961, 69, 447.
23. Clayton R. N., Mayeda T.—Geochem. et Cosmochem. Acta, 1963, 27, 1, 43.
24. Dole M., Slobod R. L.—J. Amer. Chem. Soc., 1940, 62, 3, 471.
25. Graig H.—Geochem. et Cosmochem. Acta, 1957, 12, 133.
26. Graig H.—Science 1961, 133, 1833.
27. Huber N. K.—Econ. Geol., 1959, 7.
28. James H. L.—Econ. Geol. 1954, 3.
29. James H. L.—Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, 12, 1580.
30. James H. L., Clayton R. N.—In: Petrologic Studies, vol. honour A. F. Buddington, Geol. Soc. America, 1962.
31. Sakamoto T.—Amer. J. Sci., 248, 1950.
32. Sharma T., Clayton R. N.—Geochem. et Cosmochem. Acta, 1965, 29, 12, 1347.
33. Sharma T. a. o.—J. Geol., 1965, 73, 4, 664.
34. Van Hise C. R., Leith C. K.—U.S. Geol. Survey Mon., 1911, 52, 641.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ДЖЕСПИЛИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ФИЛЬТРАЦИЕЙ РАСТВОРОВ

В. И. НИКОЛАЕНКО

Институт геологических наук АН УССР

Изучение физических свойств горных пород представляет интерес с точки зрения исследования особенностей динамической активности растворов при рудообразующем процессе. Знание проницаемости, общей и эффективной пористости пород необходимо при разработке теоретических вопросов генезиса месторождения.

В геологической литературе по экспериментальным исследованиям известен ряд работ, в которых освещаются вопросы проницаемости и пористости (Закс, 1954; Екимов, 1958; Залесский и Санина [2]; Кобра-

нова [4] и др.). Наиболее полно эти вопросы разработаны в нефтяной геологии. На конкретном фактическом материале исследователи выводят величины физических констант некоторых типов пород. Подобные величины для джеспилитов ранее не определяли вообще, а они важны и необходимы при изучении генезиса месторождения.

Экспериментальные работы по джеспилитам Криворожского железорудного бассейна были выполнены в лаборатории Института геологических наук АН УССР. Для работы была использована установка УИПК-IV конструкции ВНИИКАнефтегаз, специально приспособленная для изучения геологических вопросов, связанных с фильтрацией жидкости. Для исключения загрязнения системы окислами железа все узлы установки были заменены на антикоррозионные.

Принципиальная схема опыта заключается в следующем. Образец горной породы цилиндрической формы, диаметром 30 мм, монтируется в специальный керновый зажим. В дальнейшем образец подвергается всестороннему гидростатическому сжатию до 500 кг/см², которое приравнивается к горному давлению. Под давлением меньшим на 50—100 атм к образцу подается исследуемый раствор, который фильтруется через породу. Это — направленное осевое или пластовое давление. Во время опыта величины давлений полуавтоматически поддерживаются в заданных пределах.

Определение проницаемости. Для характеристики способности пород отдавать или пропускать жидкость используется величина их проницаемости. Проницаемостью называется свойство пород пропускать жидкость, газ или их смеси при наличии градиента давления. Различают физическую (абсолютную) эффективную и относительную проницаемости [4]. Мы определяли абсолютную проницаемость — проницаемость породы при фильтрации однородной жидкости. Количественно проницаемость характеризуется коэффициентом проницаемости, за единицу которого принимается величина дарси, численно равная расходу жидкости в 1 см³/сек с вязкостью в 1 снз сквозь поперечное сечение 1 см² при перепаде давлений в 1 атм на 1 см длины пористой среды при линейном законе фильтрации. Коэффициент проницаемости определяется из закона линейной фильтрации Дарси

$$K_{\text{пр}} = \frac{\mu Q l}{\tau S (P_1 - P_2)},$$

где μ — вязкость раствора, в снз; Q — количество фильтрата, в мл; l — толщина фильтра, в см; τ — время проведения опыта, в сек; S — площадь поперечного сечения образца, в см²; $P_1 - P_2$ — градиент давления, в атмосферах.

Для монолитных плотных пород проницаемость измеряется в миллидарси (мдарси).

Коэффициент проницаемости устанавливает функциональную зависимость скорости фильтрации жидкости от градиента давления. Мы определяли коэффициенты проницаемости по единичному замеру расхода жидкости через равные промежутки времени и рассчитывали средние величины из опыта. Данные изложены в таблице.

По степени проницаемости все горные породы можно подразделить на проницаемые ($K_{\text{пр}} = 10$ мдарси и более), полупроницаемые ($K_{\text{пр}} = 0,1 \div 10$ мдарси) и непроницаемые ($K_{\text{пр}}$ меньше 0,1 мдарси) [4]. Наши породы относятся к непроницаемым. Непроницаемость их относительная, т. е. растворы имели незначительную скорость движения.

Все рассчитанные средние величины коэффициентов проницаемости лежат в пределах от $6 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-3}$ мдарси для маргитовых джеспилитов и от $1 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-3}$ мдарси для магнетитовых джеспилитов. Та-

Исходные и полученные экспериментальные данные

Но- мер об- разца	Порода	pH исход- ного раство- ра	pH филь- тра- та	Удель- ный вес $\gamma_1, \text{г/см}^3$	Объем- ный вес $\gamma_2, \text{г/см}^3$	Общая порис- тость $m_a, \%$	Эффек- тивная порис- тость $m_3, \%$	Истинная скорость движения раствора $V_{и} \cdot 10^{-4},$ см/сек	Скорость фильтрации $V_{ф} \cdot 10^{-4},$ мл/сек · см ²	Кoeffи- циент про- ницаемости $K_{пр} \cdot 10^{-4},$ мдарси
1	Мартитовый джеспилит	1,30	2,25	3,65	3,50	4,11	0,23	1,4	8,7	5,70
2	То же	1,97	3,60	3,97	3,93	1,01	0,18	1,9	1,3	0,70
4	» »	3,97	5,47	3,86	3,82	1,04	0,73	1,4	26,0	1,30
5	» »	5,00	5,75	3,98	3,92	1,51	0,62	1,4	12,0	1,56
6	» »	6,07	6,25	3,97	3,93	1,04	0,18	1,6	2,4	0,13
12	» »	8,61	7,81	4,02	3,86	4,00	0,45	7,8	3,7	2,70
13	» »	8,65	8,25	3,99	3,82	4,26	0,26	5,4	13,0	2,60
14	» »	9,70	7,80	3,95	3,85	2,51	1,24	16,0	10,5	6,00
15	» »	10,40	9,48	4,30	3,98	7,44	0,77	16,0	34,0	30,00
20	» »	13,01	12,97	3,76	3,72	1,06	0,37	1,4	3,7	2,01
22	» »	13,40	13,09	3,95	3,65	12,00	0,95	16,0	23,4	1,02
24	» »	5,00	6,10	3,88	3,82	1,55	0,24	3,3	4,4	0,20
25	» »	1,03	1,16	3,69	3,64	1,36	0,20	21,0	28,0	1,64
40 ₁	Магнетитовый джеспилит	6,00	7,06	3,79	3,59	3,00	1,20	—	—	30,00
40 ₃	То же	6,00	7,15	3,49	3,40	2,60	0,90	—	—	20,00
40 ₄	» »	6,00	7,00	2,91	2,80	3,80	1,21	—	—	30,00
40 ₅	» »	6,00	7,20	4,95	4,89	1,20	0,89	—	—	20,00
40 ₆	» »	6,00	7,37	4,89	4,69	4,00	1,20	—	—	10,00

ким образом, проницаемость магнетитовых джеспилитов в среднем на один порядок выше. Из этого можно сделать вывод, что магнетитовые джеспилиты в зоне гипергенеза мартитизируются и в конечном счете цементуются различными поздними перекристаллизованными и новообразованными минералами (кварцем, окислами железа и др.). П. П. Назаров [5] указывает, что на плоскостях слоистости откладываются кварц, биотит, хлорит, являющиеся вторичными минералообразованиями. Вследствие такого процесса, видимо, и происходит уменьшение коэффициента проницаемости мартитовых джеспилитов.

Коэффициенты проницаемости, по данным В. Б. Залесского и Е. А. Саниной [2], для известняков, доломитов и гранодиоритов лежат в пределах $11 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-4}$ мдарси. В. Н. Кобранова [4] приводит значения коэффициентов проницаемости для осадочных пород; так, для песчаников он равен от 0,01 до 7500 мдарси при пористости до 40%.

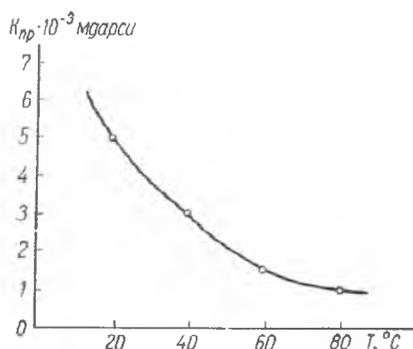


Рис. 1. Зависимость проницаемости от температуры.

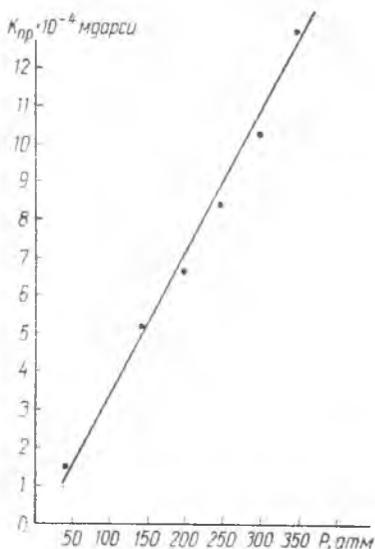


Рис. 2. Зависимость проницаемости от осевого давления.

Полученные данные об изменении коэффициента проницаемости в зависимости от температуры представляют большой интерес. Проведенные нами исследования показывают, что с повышением температуры коэффициент проницаемости уменьшается и выражается уравнением

$$K_{np} = \frac{k}{T^{\circ}},$$

где k — коэффициент пропорциональности. М. К. Калинин [3] указывает, что абсолютная проницаемость с повышением температуры уменьшается. Для азота эта зависимость выражается прямой линией, а для воды (по нашим данным) — кривой второго порядка (рис. 1).

При изучении зависимости коэффициента проницаемости от давления было установлено, что с повышением давления коэффициент проницаемости увеличивается. Аналитически это выражается формулой

$$K_{np} = kP + b,$$

где k — коэффициент пропорциональности; P — осевое давление — независимая переменная; b — параметр по оси ординат. Графически — это прямая линия (рис. 2).

Определение проницаемости джеспилитов проводилось при помощи растворов с $pH=1-14$. Зависимость проницаемости от pH раствора графически представляет ветвь гиперболы, лежащей в первом координатном углу (рис. 3), и указывает на то, что между коэффициентом проницаемости и pH раствора существует обратная зависимость. Графически зависимость построена для джеспилитов с одинаковой эффективной пористостью. С изменением эффективной пористости рассмотренная зависимость нарушается.

Кроме определения проницаемости параллельно слоистости джеспилитов проведены опыты по фильтрации растворов перпендикулярно слоистости. При этом коэффициент проницаемости для мармитовых джеспилитов равен $3 \cdot 10^{-3}$ мдарси (обр. 15), а для магнетитовых джеспилитов — $2 \cdot 10^{-3}$ мдарси (обр. 40/3). При сравнении этих значений со значениями коэффициента проницаемости параллельно слоистости для джеспилитов мы видим, что эти величины имеют один порядок. Таким образом, можно сделать предположение о циркуляции растворов не только по простиранию, но и вкрест простирания пород.

Определение пористости. По степени пористости мы выделяем абсолютную (общую, полную, или физическую), открытую (пористость насыщения) и динамическую эффективную пористость.

Абсолютная пористость определяется разностью между объемом образца и объемом составляющих его зерен. Определяли ее по способу Мельчера. Величина пористости составляет 1—12%.

Определена и динамическая эффективная пористость. Она включает ту часть поровых каналов, которые заняты подвижной жидкостью в процессе фильтрации при данной температуре и давлении. В дальнейшем для сокращения мы будем называть ее просто эффективной пористостью.

Динамическая эффективная пористость определяется (в %) по формуле:

$$m_{\text{э}} = \left(\frac{W}{V} 100 \right),$$

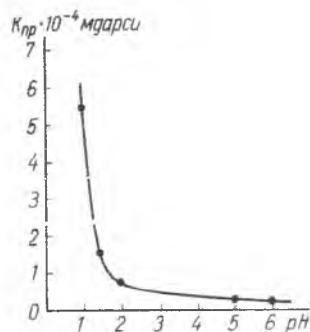


Рис. 3. Зависимость коэффициента проницаемости от pH раствора.

где W — объем раствора, находящегося в поровом пространстве при данных давлении и температуре; V — объем сухого образца породы.

Средние величины эффективной пористости, равные от 0,18 до 1,24%, даны в таблице.

Экспериментально установлено, что эффективная пористость является величиной переменной и изменяется в зависимости от перепада давлений. Из сопоставления приведенных величин пористости видно, что m_a не имеет прямой зависимости от общей пористости породы. Это значит, что при одной и той же общей пористости количество пор, участвующих в фильтрации одного и того же раствора неодинаково.

Полученные данные по эффективной пористости характеризуют емкость пород, т. е. то максимальное количество жидкости, которое может содержать порода при заданных параметрах (P и T).

Для наглядного представления о поровых каналах, межзерновом пространстве, а следовательно, и о составляющих эффективной пористости приводим фотоснимок джеспилита, сделанный на электронном микроскопе (рис. 4).

Величина скорости фильтрации. Скорость фильтрации раствора определяется объемом подвижной жидкости, которая прошла через породу за определенное время:

$$V_{\phi} = \frac{\omega_{\text{подвижн}}}{\tau S} \left[\frac{\text{мл/сек} \cdot \text{см}^2}{\text{см}^2} \right],$$

где $\omega_{\text{подвижн}}$ — объем подвижной жидкости, прошедшей через породу за время τ , S — площадь поперечного сечения образца.

При прохождении раствора через горную породу необходимо также выделять истинную скорость движения ($V_{\text{и}}$), которая определяется по формуле

$$V_{\text{и}} = \frac{l}{\tau} \left[\frac{\text{см}}{\text{сек}} \right],$$

где l — путь, проходимый потоком жидкости через породу за время τ .

Из расчетов, произведенных по каждому опыту, определены величины скоростей $V_{\text{и}}$ и V_{ϕ} (см. таблицу). Скорость фильтрации изменяется в пределах $1,3 \cdot 10^{-4}$ — $34 \cdot 10^{-4}$ $\text{мл/сек} \cdot \text{см}^2$, а истинная скорость движения раствора — $1,4 \cdot 10^{-4}$ — $21 \cdot 10^{-4}$ см/сек .

Вопрос о приемлемости величин линейной и объемной скорости движения раствора в рудообразовании при пространственном и временном рассмотрении находится в стадии дальнейшего исследования.

Изменение рН раствора в процессе фильтрации. Опыты проводили с растворами, рН которых менялось от 1 до 14. Кислая среда создавалась добавлением HCl , щелочная — NaOH . В процессе фильтрации кислых и щелочных вод рН фильтрата изменяется: в первом случае повышается, во втором — понижается. Величина изменения рН находится в пределах единицы (см. таблицу).

В процессе эксперимента проводился химический анализ раствора. В результате определения содержания железа и кремнезема в фильтрате можно сделать следующий вывод: при фильтрации кислых вод выносятся железо интенсивно, а кремнезем — слабо. При прохождении щелочных вод сквозь джеспилит в раствор переходит значительное количество SiO_2 , которое стабилизирует в растворе коллоидное железо. В процессе фильтрации коллоиды железа заполняют поры и замедляют фильтрацию вплоть до прекращения. В кислых и нейтральных водах это явление не наблюдается.

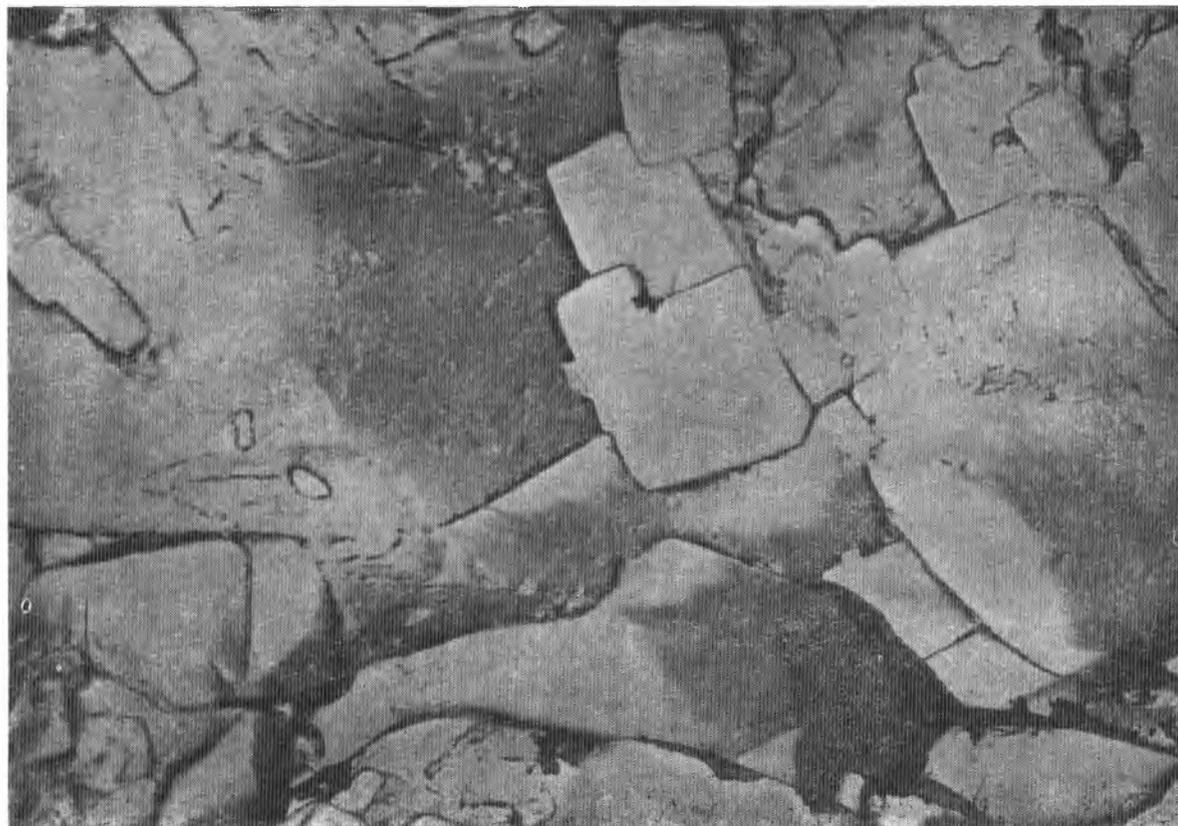


Рис. 4. Поровые каналы в магнетитовом джеспилите. Ув. 12 000.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1959.
2. Залесский Б. В., Санина Е. А.— В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР, в. 43. Изд-во АН СССР, М., 1961.
3. Калинин М. К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. Гостоптехиздат, М., 1963.
4. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, М., 1962.
5. Назаров П. П.— В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений, 2. Изд-во АН УССР, К., 1962.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД БОЛЬШОГО КРИВОГО РОГА)

Б. А. ГОРЛИЦКИЙ

Институт геологических наук АН УССР

В секторе металлогении Института геологических наук на протяжении 1960—1965 гг. изучали концентрации малых элементов в породах железисто-кремнистых формаций Большого Кривого Рога. Анализировали количественными и приближенно-количественными спектральными методами содержание Mn, Ti, Ni, Co, Cr, V, Cu, Pb, Zn и некоторых других элементов. Всего было выполнено около 2,5 тысяч анализов. После вариационно-статистической обработки результатов оказалось, что распределение концентраций всех изучаемых элементов подчинено логнормальному закону, поэтому на всех приведенных графиках отложены как более информативные показатели средних содержаний не средние арифметические, а антилогарифмы средних логарифмов концентраций.

Материал по породам криворожской серии отобран в основном из керн глубоких скважин на участке рудника им. Фрунзе, чтобы получить наиболее полное пересечение криворожской серии практически в одной точке. Это позволило избежать влияния фациальной изменчивости объектов изучения на концентрации изучаемых элементов. Только по нижней свите криворожской серии (K_1) материал отбирался в других местах.

Содержания основной группы исследованных элементов (Ni, Cr, Co, Ti, V) в амфиболитах, филлитах нижней свиты (K_1), сланцах средней и верхней свит (K_2 и K_3) отличаются друг от друга сравнительно незначительно (в пределах двух-трехкратных относительных превышений и понижений, не более). Заметный контраст в средних концентрациях отмечается только между перечисленными породами и железистыми роговиками. В последних концентрации перечисленных элементов меньше в 20—30, а по некоторым элементам даже в 100 раз. Только содержание Mn в железистых роговиках примерно равно концентрации Mn в амфиболитах и значительно (почти в пять раз) превышает концентрации Mn в сланцах нижней, средней и верхней свит криворожской серии (рис. 1). Если рассмотреть графики более детально, то окажется, что концентрации Ti, Co, Ni, V в сланцах средней свиты несущественно отличаются от их концентраций в амфиболитах metabазитовой серии (K_0), а концентрация Cr в амфиболитах даже ниже, чем в сланцах. В свою очередь концентрации Cr в отдельных горизонтах железистых роговиков ($K_2^{ож}$ и $K_2^{4ж}$) также не намного отличаются от концентраций Cr в амфиболитах. Концентрации Mn в амфиболитах и железистых роговиках, как уже упоминалось, практически равны.

Минеральный состав железистых роговиков — не основной фактор,

определяющий различия в концентрациях малых элементов железистых роговиков железистых горизонтов. Гораздо более определяющим, видимо, является положение железистого роговика на фациальном профиле железисто-кремнистой формации, что отмечал Н. А. Плаксенко [3]. Так намечается тенденция к общему необратимому убыванию вверх по разрезу Сг, Ni, V и, менее очевидно, Mn. В том же направлении возрастает в железистых роговиках среднее содержание Pb. К средним частям фациального профиля тяготеют в железистых роговиках Ti и Cr.

Сланцы средней свиты, начиная от сланцев $K_2^{сл}$ и выше по разрезу в районе рудника им. Фрунзе, чрезвычайно однообразны по концентрациям малых элементов и по составу. Это очень тонкозернистые аспидные сланцы хлорито-биотито-серицитокварцевого состава.

Примерно аналогичная картина соотношения концентраций малых элементов в породах подстилающих (метабазитовых и песчано-филлитовых) толщ и железорудной свиты (сланцев и железистых роговиков) наблюдается и на Белозерском железорудном месторождении. Любопытно отметить, что концентрации малых элементов в сланцах средней свиты Кривого Рога и в сланцах железорудной свиты Белозерки совпадают с поразительной точностью.

На сравнении концентраций малых элементов в железистых роговиках различных районов Большого Кривого Рога нужно остановиться особо. Результаты наших работ показали, что независимо от расположения железистых роговиков в железисто-кремнисто-сланцевых, вулканогенно-сланцевых или вулканогенных формациях концентрации Сг, Ti и Mn различаются сравнительно незначительно во всех исследованных разностях железистых роговиков (отмечаются относительные превышения концентраций не более чем в 2,5—2 раза). Железистые роговики Белозерского и Верховцевского районов (имеются в виду роговики, залегающие в так называемой верхневерховцевской серии) отличаются от роговиков средней свиты Кривого Рога повышенным содержанием V (более чем в пять раз), а также, менее выразительно, по концентрациям Co, Ni, Cu. Такое отличие роговиков вулканогенно-сланцевых формаций от роговиков сланцевой формации по Ni и Co объясняется, видимо, тем, что в районах Суры, Верховцево и Белозерки метабазитовая серия (которая как источник сноса участвовала в образовании железосодержащих осадков) вмещала большое количество тел ультраосновного состава, чего нет или почти нет на ближайшей периферии Кривого Рога. Повышенная концентрация Cu может быть связана с тем, что в период отложения железисто-кремнистых осадков Верховцево и Белозерки поствулканическая и гидротермальная деятельность проявлялась еще до-

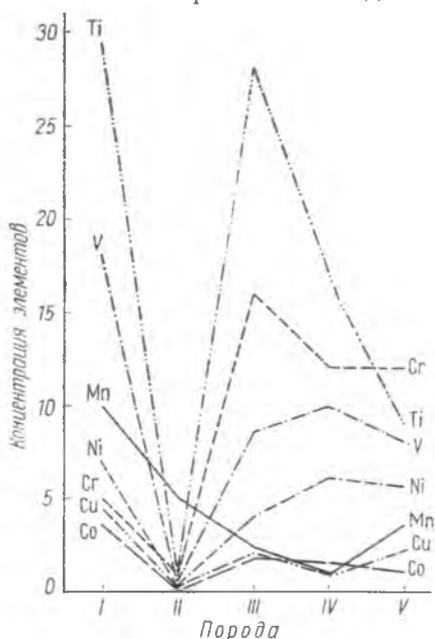


Рис. 1. Содержание малых элементов в железистых роговиках Кривого Рога и вмещающих их породах.

По горизонтальной оси: I — амфиболиты метабазитовой серии (K_0); II — железистые роговики средней свиты Криворожской серии ($K_2^{ж}$); III — филлиты нижней свиты (K_1); IV — сланцы средней свиты ($K_2^{сл}$); V — сланцы верхней свиты (K_3).

По вертикальной оси: одному делению соответствуют для V, Ni, Cr, Co и Cu — 0,001% для Mn и Ti — 0,01%.

статочно активно, что и вызывало несколько повышенное содержание халькофилов в таких, видимо, одновременных образованиях, как верхняя свита криворожской серии и железистые роговики верхневерховцевской серии.

Железистые роговики, принадлежащие к железисто-кремнисто-вулканогенной формации, мы опробовали в южной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий и на Мангушском месторождении в Приазовье. От роговиков сланцевой, вулканогенно-сланцевой и

железисто-кремнистой формаций они отличаются по концентрациям малых элементов незначительно, в основном характеризуются несколько повышенным содержанием Sg и, частично, Co (рис. 2).

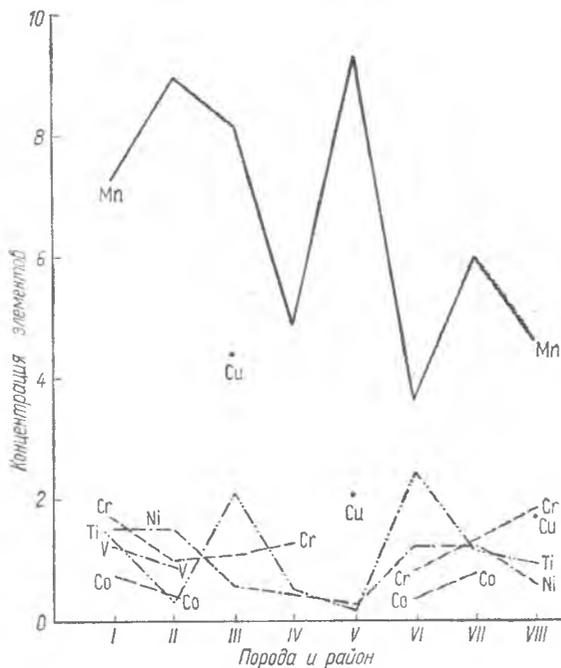


Рис. 2. Содержание малых элементов в железистых роговиках различных районов Большого Кривого Рога.

По горизонтальной оси: I — амфиболо-магнетитовые роговики Суры и Верховцево; II — карбонатно-магнетитовые роговики Белозерки; III — амфиболо-магнетитовые роговики средней свиты Криворожской серии ($K_2^{OЖ}$ Кривой Рог; IV — карбонатно-магнетитовые роговики средней свиты ($K_2^{4ж}$), там же; V — джеспилитовидные роговики средней свиты ($K_2^{5ж}$), там же; VI — амфиболо-магнетитовые роговики центральной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий; VII — пироксено-магнетитовые роговики южной части Орехово-Павлоградской полосы; VIII — пироксено-магнетитовые роговики Приазовья (Мангуш).

По вертикальной оси: одному делению соответствуют для V, Ni, Cr, Co и Cu — 0,001%, для Mn и Ti — 0,01%.

образовании железистых пород железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевых и вулканогенных формаций существовали аналогичные условия.

2. Относительные, в основном двух- и трехкратные, колебания концентраций малых элементов в отдельных железисто-кремнистых роговиках и сланцев железисто-кремнистых формаций определяются в первую очередь их местом на фациальном профиле.

Соотношение силикатных, карбонатных, железистых и кварцевых минеральных компонентов меняется по той же причине. Однако фациальная изменчивость быстрее сказывается на концентрации малых элементов, чем на минеральном составе, что вызывает иногда несоответствие содержания малых элементов минеральному составу изучаемой

ВЫВОДЫ

1. Концентрации малых элементов в железистых роговиках однообразны. Различия между отдельными роговиками по их положению на фациальном профиле или минеральному составу вызывают колебания концентраций малых элементов, как правило, не более чем в два-три раза, что обычно даже для таких равновесных и гомогенных пород, как интрузивные образования одного генетического ряда. Это говорит о геологической и геохимической определенности и устойчивости условий, в которых происходит образование указанных пород. Главнейшие условия железорудного осадконакопления охарактеризованы во многих работах [1—3].

Наш материал дает основание предполагать, что при

разности. Например, нельзя сказать, что в любом взятом образце силикатно-магнетитового роговика будет больше элемента X, чем в карбонатно-магнетитовом роговике, хотя закономерные различия концентраций этого элемента между такими разностями пород есть.

3. Метаморфизм до гранулитовой фации включительно не вызывает существенного привноса или выноса малых элементов из железистых роговиков. Так приоксено-магнетитовые роговики Мангуша (Приазовье) и южной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий по концентрациям малых элементов практически не отличаются от слабо метаморфизованных роговиков Белозерки и Кривого Рога.

4. Приведенные в тексте зависимости, связанные с величинами средних концентраций малых элементов в определенных геологических объектах, далеко не исчерпывают количественную и качественную информацию об условиях и характере осадкообразования пород железисто-кремнистых формаций. Мы изучаем сейчас другие, более информативные показатели: различие дисперсий и корреляционные зависимости между малыми элементами, что даст новые возможности для познания условий образования пород железисто-кремнистых формаций.

Л и т е р а т у р а

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

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

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

РОЛЬ ГЕРМАНИЯ В ВЫЯСНЕНИИ ГЕНЕЗИСА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В. М. ГРИГОРЬЕВ

ВИМС

Главным источником германия являются продукты кислой эффузивной вулканической деятельности. Связь германия с вулканическими продуктами подтверждают повышенные его содержания в вулканических газах, сублиматах, термальных водах, а также в туфах и излившихся вулканических породах.

С. Оана [14] проанализировал три пробы фумарольных газов и две пробы сублиматов вулканических фумарол и эруптивных туч вулкана Шова-Шинзан (о. Хоккайдо, Япония). Результаты анализа показали, что в них наряду с концентрацией железа, меди, цинка, мышьяка, сурьмы, свинца, олова, висмута и серебра отмечается также повышенное содержание германия, достигающее в вулканических газах 0,01 мг на 100 м³ и в сублиматах — 50 г/т.

Поверхностные и подземные минерализованные воды содержат 0,02—0,035 γ/л германия, воды Тихого и Атлантического океанов — 0,034—0,07 γ/л [2, 11—13].

В термальных водах Камчатки [8] содержание германия колеблется от 1 до 25 γ/л, в водах термальных источников США (Йеллоустонский парк) — 40 [2], в горячих источниках Японии (Бэппу, о. Хоккайдо) — от 12 до 32 γ/л [6, 9, 10].

В четырех проанализированных пробах железистых осадков фумарол подводного вулкана Бану-Вуху (Индонезия) обнаружено содержание германия 11—15 г/т [4]. Совместно с германием здесь отмечены повышенные содержания марганца, молибдена, олова и свинца. Характерно также, что эти элементы-примеси присутствуют и в магнетитогематитовых рудах месторождения Западный Караджал (Атасуйский железорудный район Центрального Казахстана), которое многие геологи относят к вулканогенно-осадочному типу железорудных месторождений, образованных в процессе подводной вулканической деятельности.

В германийсодержащих магнетитовых кварцитах Горишнеплавнинского (Кременчуг) и Анновского (Кривой Рог) месторождений также отмечаются повышенные содержания меди, свинца, цинка и олова,

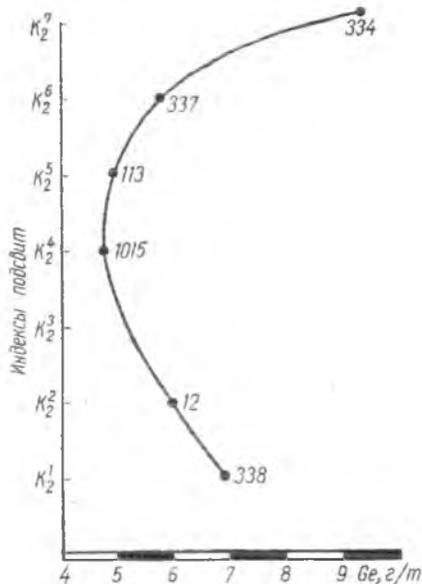
но в меньших количествах и реже встречаются, чем в рудах атасуйского типа. Анализ железных руд, образованных в процессе наземного вулканизма показал, что элементы-примеси, в том числе и германий полностью отсутствуют.

Повышенным содержанием германия характеризуются эффузивные породы и их пирокласты в районах распространения германийсодержащих железных руд. Так, из 93 образцов девонских эффузивов (спилиты, кератофиры, диабазовые и кварцевые порфириты, трахиты и их туфы) в Атасуйском железорудном районе оказались германийносными 75 образцов, в том числе 15 образцов содержат от 4 до 8 г/т (данные А. А. Рожнова и М. Р. Узбекова).

Интрузивные и осадочные породы отличаются низким содержанием германия — 1—2 г/т [15, 2, 11, 3, 13]. Следовательно, наличие повышенных содержаний германия в вулканических газах, термальных водах вулканического происхождения, излившихся эффузивных породах и их туфах при весьма низких содержаниях элемента в поверхностных и подземных водах, а также в осадочных и интрузивных породах, несомненно, доказывает, что источником германия являются продукты эффузивной вулканической деятельности.

Рис. 1. Распределение германия в железистых кварцитах средней свиты криворожской серии.

Цифрами обозначено количество проанализированных проб в подсвитках.



Следует также рассмотреть вопрос о том, с продуктами какого типа вулканизма (основного или кислого) связано поступление германия.

В архее формирование железистых кварцитов Верховцевско-Чертомлыкской зоны связывается с процессами основного вулканизма. В нижнем протерозое при формировании железистых кварцитов Кременчугско-Криворожской зоны на фоне преобладающего основного отмечаются признаки кислого вулканизма [7]. Наличием продуктов кислого вулканизма объясняется, по-видимому, повышенное содержание германия в железистых кварцитах Кременчугско-Криворожской зоны; в железистых кварцитах Верховцевско-Чертомлыкской зоны германия практически нет. Наиболее интенсивные признаки кислого вулканизма, судя по распределению германия, отмечаются в низах и верхах криворожской серии (рис. 1).

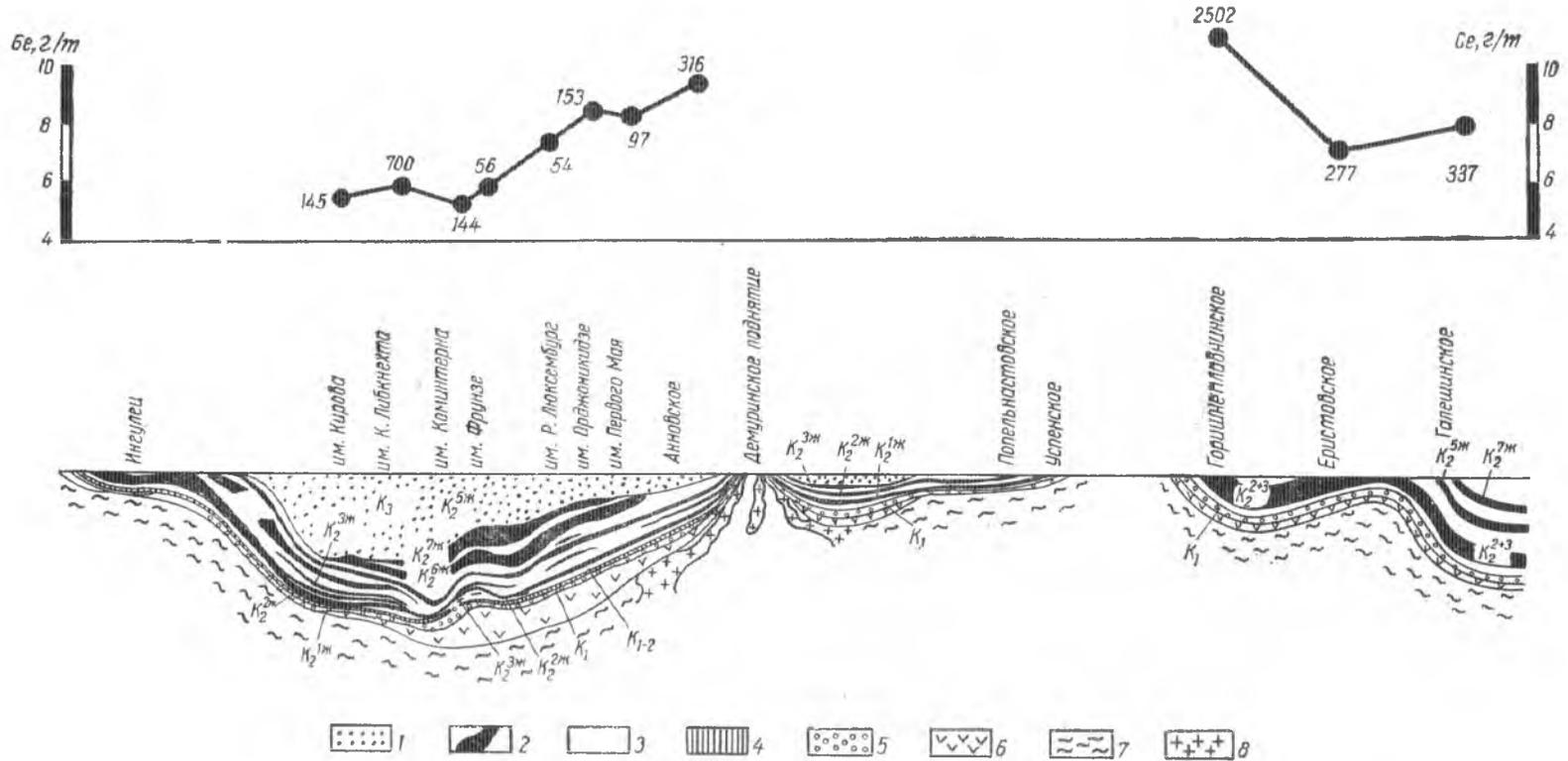


Рис. 2. Тектоническая схема Криворожско-Кременчугской железорудной полосы (по Белевцеву Я. Н. и Скуридину С. А.) с данными о содержании германия в железистых кварцитах (цифрами обозначено количество проанализированных проб): 1 — породы верхней свиты криворожской серии, 2 — железистые горизонты средней свиты, 3 — сланцы, 4 — горизонт тальковых сланцев, 5 — нижняя аркозово-филитовая свита, 6 — амфиболиты, 7 — гнейсы и древние граниты; 8 — посткриворожские граниты.

На кислый характер вулканизма указывает также совместное нахождение германия с другими элементами-примесями кислого ряда (олова, молибдена, свинца, цинка) в железистых кварцитах Кременчугского, Криворожского и Белгородского железорудных районов.

Намечаются три возможных направления переноса германия. Первое — перенос в составе эксгаляций при подводных вулканических излияниях. При этом процессе германий, а также молибден, олово, свинец мигрируют в морскую воду, где улавливаются коагулирующей взвесью карбонатов и гидроокислов железа и марганца. Этим путем образуются залежи железных руд, расположенные вблизи подводных очагов вулканической деятельности. Таким подводным вулканическим очагом в районе Кривого Рога, по нашему мнению, является участок Демуринского поднятия, к северу и к югу от которого содержание германия в железистых кварцитах Кременчугских и Криворожских месторождений постепенно убывает (рис. 2).

Второе — германий переносился совместно с железом на тонко раздробленных пепловых частицах, сорбирующих элементы из вулканических газов. После осаждения пепла происходила десорбция, в результате которой железо и германий поступали в общий баланс седиментационно-диагенетических продуктов. Этот процесс впервые описан И. И. Гущенко [5] для миграции железа с пеплами Северной Камчатки. Такой частичный перенос германия также, по-видимому, происходил при образовании железных руд в докембрии, когда проявлялась интенсивная вулканическая деятельность, были высокие содержания вулканических газов и пеплов в атмосфере, а также благоприятные условия для накопления продуктов вулканической деятельности совместно с продуктами размыва интрузивных и эффузивных пород. При этом происходил привнос германия и железа также с эксгаляциями подводных вулканов.

Третье направление миграции германия заключается в выносе его поверхностными и подземными водами из германий-содержащих эффузивов и их туфов и образованных по эффузивам метасоматических пород с последующим накоплением германия в продуктах седиментации.

Следовательно, главным источником германия являются продукты кислой эффузивной вулканической деятельности, а переносится германий: 1) эксгаляциями подводных вулканов, с последующей сорбцией на взвешях карбонатов и гидроокислов железа и марганца; 2) пеплами континентальных вулканов, сорбирующими германий из вулканогенных газов; 3) наземными и подземными водами при выносе из вулканических пород. Поэтому можно предполагать, что в очагах с повышенным содержанием германия в образовании железистых кварцитов участвовали подводные вулканические эманации, привнесшие кремнезем, железо, германий и другие элементы. Постоянными составляющими железистых кварцитов являются также германийсодержащие вулканический пепел и продукты размыва вулканических пород.

ФАКТОРЫ СТАБИЛИЗАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

К. Г. РЯБЦЕВ, А. А. ИЛЛАРИОНОВ

НИИКМА

В докембрийских метаморфических железных рудах Курской магнитной аномалии кроме минералообразующих элементов — железа, кремния, алюминия, кальция, магния, калия, натрия, серы и фосфора — содержатся редкие элементы — титан, ванадий, хром, никель, кобальт, марганец, свинец, цинк, медь, олово, молибден, мышьяк, галлий, германий и др.

Миграция и концентрация элементов в железных рудах находились в зависимости от физико-химических условий среды, в которой происходило образование осадков железисто-кремнистых фаций, процессов осадконакопления, а также от воздействия интрузивных пород, тектонических, метасоматических и других процессов.

В настоящее время природа рудных и пострудных процессов в железных рудах КМА полностью не выяснена; миграция и концентрация элементов в рудообразовании слабо изучены, а имеющиеся по этим вопросам работы [1—5 и др.] не освещают их достаточно детально.

В настоящей статье приводятся результаты изучения редких элементов в метаморфических железных рудах (железистых кварцитах и гипергенных * железных рудах) Коробковского и Лебединского месторождений КМА.

Распределение элементов в железных рудах на указанных месторождениях изучали в различных по минеральному составу типах как по площади, так и по разрезу рудных залежей, в результате чего были выявлены факторы стабилизации элементов в железных рудах. Содержание редких элементов определяли полуколичественным спектральным анализом, а титана, серы и фосфора — химическими анализами в лабораториях НИИКМА.

Установлено, что в железных рудах КМА редкие элементы имеют сложные закономерности распределения и концентрации.

На Коробковском месторождении редкие элементы изучали в железистых кварцитах куммингтонито-магнетитового, железослюдко-магнетитового, карбонатно-магнетитового и щелочноамфиболо-железослюдко-магнетитового составов, расположенных вблизи дайковых тел и в удалении от них. При этом было установлено, что одни элементы широко распространены и постоянно присутствуют (титан, ванадий, никель, сера, фосфор), другие более редки (хром, медь, свинец, цинк, олово), третьих вовсе нет или встречаются очень редко (мышьяк и молибден).

Средние содержания редких элементов в различных типах железистых кварцитов на горизонтах —71 и —125 м шахты им. Губкина (Коробковское месторождение) приведено в табл. 1.

Из данных табл. 1 видно, что с увеличением глубины залегания железистых кварцитов ** наблюдается уменьшение содержаний никеля, олова, цинка, увеличение содержаний хрома, мышьяка и фосфора. Содержание ванадия не изменяется.

* Большинство исследователей считают, что богатые железные руды образовались в гипергенных условиях в результате выветривания железистых кварцитов.

** Падение железистых кварцитов на северо-восток под углом 82—88°.

Таблица 1

Среднее содержание редких элементов в различных типах железистых кварцитов (в %) на горизонтах —71 и —125 м

Элемент	Амфиболо-магнетитовые		Карбонатно-магнетитовые		Железнослюдо-ко-магнетитовые		Щелочноамфиболо-железнослюдо-ко-магнетитовые	
	—71	—125	—71	—125	—71	—125	—71	—125
Бериллий	0,00015	0,00025	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Титан	0,0155	0,045	0,0367	0,0193	0,0124	0,0498	0,020	0,0122
Ванадий	0,0027	0,002	0,0032	0,0029	0,0026	0,0027	0,003	0,0025
Хром	0,0005	0,0015	0,0013	0,0011	0,0006	0,0015	0,0004	0,001
Марганец	0,09	0,045	0,0837	0,0784	0,0555	0,0638	0,0566	0,045
Кобальт	—	—	—	0,0001	—	0,0001	—	0,0003
Никель	0,0085	0,0025	0,0047	0,0036	0,0035	0,0033	0,0024	0,0032
Медь	0,0075	0,025	0,0157	0,0147	0,0137	0,0129	0,0156	0,0186
Цинк	0,007	—	0,0014	0,0022	0,0033	0,0016	0,0027	0,0026
Галлий	—	?	0,0001	0,0001	—	—	—	0,0002
Германий	0,0005	Сл.	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0004	0,0006
Мышьяк	—	—	0,004	0,0042	0,0016	0,0045	0,002	0,0041
Стронций	0,029	0,008	0,023	0,041	0,023	0,0434	0,038	0,0351
Цирконий	—	—	0,0012	0,0006	0,001	0,0012	0,0005	0,0016
Молибден	—	—	—	—	—	—	—	—
Олово	—	—	0,0007	0,0003	0,0004	0,0002	0,0003	0,0003
Барий	0,0108	0,005	0,007	0,0061	0,008	0,0076	0,0076	0,009
Свинец	0,0007	—	0,0016	0,0019	0,0016	0,0015	0,0013	0,001
Фосфор	0,069	Нет данных	0,0754	0,0762	0,0912	0,0938	0,0582	0,079
Сера	0,0598	То же	0,1467	0,1098	0,0567	0,0527	0,0286	0,021

Большое влияние на распределение элементов в железистых кварцитах оказали дайковые породы, которые секут рудные залежи и имеют крутые углы падения (75—88°). Дайковые породы по сравнению с железистыми кварцитами содержат повышенные количества ряда редких элементов, вследствие чего в приконтактных с дайками участках железистых кварцитов также обогащены ими.

Таблица 2
Среднее содержание редких элементов в различных породах (в %)

Элемент	Карбонатно-магнетитовые железистые кварциты	Карбонатно-магнетитовые железистые кварциты среди даек	Дайковые породы
Бериллий	0,0002	0,0004	0,0004
Титан	0,0367	0,0499	0,1
Ванадий	0,0032	0,0061	0,01
Хром	0,0013	0,0004	0,02
Марганец	0,0837	0,060	0,1
Кобальт	—	0,0004	0,002
Никель	0,0047	0,0055	0,005
Медь	0,0157	0,0191	0,01
Цинк	0,0014	0,0018	0,002
Галлий	0,0001	0,0002	0,001
Германий	0,0005	0,0003	0,0001
Мышьяк	0,004	—	0,005
Стронций	0,023	0,03	0,3
Цирконий	0,0012	0,0016	0,01
Молибден	—	—	—
Олово	0,0007	0,0007	0,001
Барий	0,007	0,012	0,02
Свинец	0,0016	0,0031	0,002
Фосфор	0,0754	0,0818	0,12
Сера	0,1467	0,9228	0,05

Распределение редких элементов в собственно карбонатно-магнетитовых железистых кварцитах (60 проб), в этом же типе железистых кварцитов среди дайковых пород (11 проб) и в дайковых породах (28 проб) на горизонте —71 м шахты им. Губкина приведено в табл. 2.

Из данных табл. 2 видно, что в дайковых породах содержание титана, ванадия, хрома, марганца, галлия, мышьяка, стронция, циркония, олова, бария и фосфора выше, чем в железистых кварцитах, причем в повышенных количествах редкие элементы наблюдаются в железистых кварцитах, залегающих среди даек. Повышенные содержания ряда редких элементов наблюдаются также в участках развития межрудных сланцев (рассланцованных дайковых пород, залегающих по напластованию железистых кварцитов).

При щелочном метасоматозе железистые кварциты обогащаются ря-

дом редких элементов — увеличивается содержание бериллия, титана, ванадия, хрома, никеля и меди. Содержание свинца остается постоянным.

Концентрация редких элементов в железистых кварцитах изменяется в зависимости от тектонического строения. В перегибах тектонических структур четко устанавливается увеличение концентраций титана, ванадия, кобальта, никеля, циркония, меди, цинка, галлия, олова, свинца, сурьмы, бария и серы.

Наибольшие содержания редких элементов наблюдаются в карбонатно-магнетитовых железистых кварцитах, а наименьшие — в железнослюдко-магнетитовых (см. табл. 1).

В связи с тем, что в пределах коробковского месторождения карбонатно-магнетитовые железистые кварциты располагаются ближе к контактам вмещающих пород (сланцев), а железнослюдко-магнетитовые разновидности находятся в центральных участках, то в распределении редких элементов устанавливаются следующие особенности. Наиболее обогащены редкими элементами участки железистых кварцитов, которые расположены ближе к вмещающим породам (сланцам). В то же время центральные участки железистых кварцитов обеднены ими.

На Лебединском месторождении редкие элементы изучались в богатых железных рудах сидерито-мартитового, мартитового, гидрогетитового и гидрогематитового типов. В пределах рудной залежи месторождения наблюдается следующая последовательность залегания перечисленных типов руд: сидерито-мартитовые руды залегают в кровле рудной залежи, ниже располагаются мартитовые, гидрогетитовые и гидрогематитовые.

Исследованиями установлено, что различная концентрация элементов зависит от минерального состава руд. Наиболее широкое распространение в железных рудах имеют элементы группы железа — титан, ванадий, марганец, хром, никель и кобальт, менее распространены медь, цинк, свинец, сера и фосфор и очень редко встречаются мышьяк, молибден, олово. Средние содержания редких элементов в различных типах железных руд приведены в табл. 3.

В зависимости от минерального состава каждый тип железных руд характеризуется определенным комплексом редких элементов. Наиболее характерные комплексы редких элементов в различных типах железных руд приведены в табл. 4.

Стабилизацию редких элементов в железных рудах можно объяснить, с одной стороны, геохимическими свойствами редких элементов, с другой — свойствами минералов, их способностью концентрировать

Таблица 3
Содержание редких элементов
в различных типах железных руд (в %)

Элемент	Сидерито-мартитовые	Мартитовые	Гидрогетитовые	Гидрогематитовые
Бериллий	0,0003	0,0002	0,0004	0,0005
Магний	0,3	0,1	0,4	0,3
Алюминий	0,9	0,7	0,7	2,8
Кремний	0,3	0,43	0,5	1,8
Кальций	0,5	0,3	0,8	0,7
Титан	0,015	0,01	0,02	0,2
Ванадий	0,003	0,003	0,005	0,02
Хром	Сл.	Сл.	0,0004	0,005
Марганец	0,07	0,02	0,05	0,05
Кобальт	Сл.	Сл.	Сл.	Нет
Никель	0,004	0,003	0,004	0,006
Медь	0,008	0,006	0,009	0,006
Цинк	0,0050	0,005	0,003	0,004
Галлий	Сл.	Сл.	Сл.	0,005
Германий	0,0003	0,0004	0,0002	0,0003
Мышьяк	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Стронций	0,02	0,003	0,007	0,2
Цирконий	0,001	Сл.	0,003	0,01
Молибден	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Олово	Сл.	Сл.	Нет	Нет
Барий	0,004	Сл.	0,007	0,02
Свинец	Сл.	Сл.	0,0003	Сл.
Фосфор	0,05	0,03	0,08	0,07
Сера	0,05	0,03	0,15	0,13

в своем составе комплекс элементов. Кроме того, большую роль при концентрации элементов играют физико-химические условия среды.

По геохимическим свойствам наибольшее распространение в железных рудах имеют элементы, обладающие сидерофильными или литофильными свойствами, а также обоими одновременно. Широко распространены в железных рудах элементы группы железа, а элементы группы полиметаллов (халькофилы) встречаются реже.

Таблица 4
Наиболее характерные комплексы редких элементов в различных типах железных руд

Тип руды	Количество редких элементов в комплексе	Комплекс
Сидерито-мартитовый	3	Титан, цинк, медь
Мартитовый	2	Цинк, германий
Гидрогетитовый	3	Титан, свинец, медь
Гидрогематитовый	4	Титан, никель, ванадий, хром

Установлено, что содержание редких элементов в железных рудах зависит от количества слагающих ее минералов. Обычно в полиминеральных железных рудах наблюдается более широкий комплекс редких элементов и содержание их повышенное по сравнению с мономинеральными. Так, в сидерито-мартитовых рудах встречено от 16 до 18 редких элементов, тогда как в мартитовых — 14—15. Содержание их в сидерито-мартитовых рудах выше, чем в мартитовых.

При переходе железистых кварцитов в богатые железные руды одни комплексы редких элементов выносятся растворами и мигрируют, другие — остаются в измененных железных рудах. Установлено, что бериллий, алюминий, титан, ванадий, хром, никель, цинк, германий, циркон и барий в богатых железных рудах увеличивают концентрацию по сравнению с железистыми кварцитами, а содержание марганца, меди, стронция, свинца, серы и фосфора уменьшается.

ВЫВОДЫ

1. На Коробковском и Лебединском месторождениях железных руд КМА установлено, что факторами стабилизации редких элементов являются вещественный состав железных руд, их стратиграфическое положение, тектонические, метасоматические и другие пострудные процессы.

2. Распределение редких элементов в железных рудах контролировалось пострудными процессами — метасоматозом и интрузивной деятельностью, — а также тектоникой. Установлено повышенное содержание редких элементов в железных рудах, залегающих в участках широкого распространения дайковых пород и межрудных сланцев, в ядрах тектонических структур и в участках развития щелочного метасоматоза.

3. В железных рудах КМА наиболее широко распространены элементы группы железа — титан, ванадий, хром, никель, кобальт и марганец; менее распространены элементы группы полиметаллов — свинец, цинк, медь; редко встречаются молибден, мышьяк и олово.

4. С увеличением глубины залегания железистых кварцитов уменьшается содержание в них цинка, никеля, олова; увеличиваются количества хрома, мышьяка и фосфора; содержание ванадия не изменяется.

5. Наибольшая концентрация редких элементов в железистых кварцитах наблюдается в участках, которые расположены вблизи вмещающих пород (сланцев). В центральных участках месторождений железистых кварцитов содержание редких элементов уменьшается.

6. Гипергенные процессы изменяют концентрацию редких элементов в железных рудах по сравнению с железистыми кварцитами.

7. Отмеченные факторы стабилизации редких элементов в железных рудах КМА могут явиться дополнительным критерием для установления генезиса докембрийских железных руд.

Л и т е р а т у р а

1. Плаксенко Н. А.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, 3.
2. Плаксенко Н. А., Коваль И. К.— ДАН СССР, 1965, 161, 1.
3. Плаксенко Н. А.— В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. «Наука и техника», Минск, 1965.
4. Глаголев А. А. Петрография и метаморфизм железистой формации и других докембрийских пород Староскольского железорудного района КМА. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, ИГЭМ АН СССР, М., 1963.
5. Коваль И. К.— Труды Воронежск. ун-та, 62. Изд-во Воронежск. ун-та, 1963.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А. И. НИКОНОВ

Институт минеральных ресурсов
Министерства геологии УССР

До настоящего времени изучению элементов-примесей в железистых кварцитах Белозерского района уделялось мало внимания, что объясняется, очевидно, незначительным содержанием и отсутствием, на первый взгляд, различий в распределении их в кварцитах разных стратиграфических горизонтов.

На основании большого числа спектральных, а по отдельным элементам и химических анализов в железистых кварцитах нижней железисто-кремнисто-метабазитовой и белозерской железисто-кремнисто-сланцевой свит установлены примерно в равных количествах следующие элементы (в %): Ва — 0,03—0,06; Ве — сл.— 0,001; V — сл.— 0,05; Zn — сл.— 0,03; Мо — сл.— 0,003; As — 0,001—0,01; Ag — сл.; Pb — сл.— 0,001; Sn — сл.— 0,006; Ga — сл.— 0,006; Zr — сл.— 0,01; Си — 0,001—0,5.

В единичных пробах в виде следов были встречены скандий, иттрий, лантан. Такое распределение элементов-примесей, по-видимому, указывает на то, что существенных различий в механизме осадконакопления железистых кварцитов различных свит не было. Ниже приведены концентрации элементов-примесей в железистых кварцитах нижней метабазитовой и белозерской свит (таблица).

Как видно из таблицы, количество элементов-примесей в три—десять раз выше в железистых кварцитах метабазитовой свиты по сравнению с белозерской.

Элемент	Содержание, %	
	Нижняя метабазитовая свита	Белозерская свита
Ti	0,03—0,6	Сл.—0,06
Mn	0,1—0,6	Сл.—0,08
Ni	Сл.—0,07	Сл.—0,006
Co	Сл.—0,03	—
Cr	Сл.—0,05	Сл.—0,006

Интересно, что и в кварцитах самой метабазитовой свиты роль отдельных элементов-примесей в различных частях стратиграфического разреза неравнозначна. По степени концентрации и распространенности в кварцитах трех подсвит метабазитовой свиты они могут быть расположены в следующие ряды:

Нижняя подсвита	Ti, Mn, Ni, Cu, Cr, Co, V, Zn, Ge
Средняя	» Mn, Ti, Ni, Cu, Cr, Zn, V, Co, Mo, Ge
Верхняя	» Ti, Mn, Ni, Cu, Zn, Cr, Mo, Ge, Co

Необходимо отметить, что в кварцитах всех подсвит постоянно и в одинаковых количествах находятся As, Sn, Ga. Как видно, снизу вверх по разрезу свиты уменьшается роль Co и Cr, меняется порядок Mn и Ti и возрастает роль Zn и Mo. Такой порядок элементов-примесей хорошо объясняется составом пород в подсвитах и условиями залегания кварцитов. Кварциты нижней подсвиты представляют собой маломощные пачки железисто-силикатного состава, переслаивающиеся с амфиболитами и спилитами. Кварциты средней подсвиты имеют в разрезе доминирующее значение. Состав их магнетито-грюнеритовый (с карбонатом), мощность до 200 м. Переслаиваются они с маломощными редкими слоями основных эффузивов. Роль вулканогенных образований снижается. В верхней части разреза свиты (верхняя подсвита) вулканогенные отложения преобладают снова, но уже в основном среднего и кислого состава. Пачки магнетито-силикатных и силикатно-карбонатных кварцитов незначительные по мощности и имеют подчиненное значение. Таким образом, увеличение роли вулканогенных образований в разрезе свиты влияет на поведение и концентрацию элементов-примесей в железистых кварцитах.

Изучение распределения элементов-примесей по отдельным прослоям (и минералам) железистых кварцитов показало, что часть их — As, Sn, Zn, Pb — концентрируется в безрудных кварцевых и карбонатно-кварцевых прослоях, другие — Ge, Cr, Ni, Co, V — в рудных магнетитовых и гематитовых. Однако основная их масса — Mn, Ti, Cu, Ag, Mo, Zr, Ba — встречена как в рудных, так и в безрудных прослоях. Причем такие элементы, как Pb, Zn, изредка встречаются и в магнетите, а Cr, Ni, Co, V иногда отмечаются и в безрудных прослоях. Очевидно, в распределении элементов-примесей основную роль играет не минерал-носитель, а условия его образования, условия седиментации.

Проведенные исследования по содержанию элементов-примесей в железистых кварцитах белозерской железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-кремнисто-метабазитовой свит позволяют сделать вывод о генетическом значении их для выяснения условий образования железистых кварцитов. Распределение элементов-примесей в железистых кварцитах показывает их зависимость от условий осадконакопления. Повышенные содержания Ti, Mn, Ni, Co, Cr в кварцитах метабазитовой свиты, а также различное их значение в зависимости от количества и состава эффузивов, с которыми кварциты переслаиваются, указывают на большое влияние вулканогенного фактора во время седиментации железисто-кремнистых осадков метабазитовой свиты и отсутствие такого влияния на процесс осадконакопления железисто-кремнистых образований белозерской свиты.

О НОМЕНКЛАТУРЕ ПОРОД

О РАЦИОНАЛЬНОСТИ ТЕРМИНОВ «ЖЕЛЕЗИСТЫЙ РОГОВИК», «ДЖЕСПИЛИТ» И «ЖЕЛЕЗИСТЫЙ КВАРЦИТ»

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, Б. И. ГОРОШНИКОВ

Институт геологических наук АН УССР

Железорудные формации докембрия известны на всех континентах земного шара и сложены оригинальными тонкополосчатыми породами.

Породы железорудной формации Кривого Рога четко делятся на сланцы и железистые роговики. К группе роговиков относятся все полосчатые кварцево-силикатные, кварцево-силикатно-железистые и кварцево-железистые породы. Тонкополосчатые бессиликатные железисто-кварцевые породы получили название джеспилитов.

В зависимости от содержания того или иного рудного минерала и характера окраски смешанных и безрудных прослоев среди железистых роговиков и джеспилитов криворожские геологи выделяют:

железистые роговики: а) магнетитовые или мартито-магнетитовые, краснополосчатые и белополосчатые, б) мартито-гематитовые, краснополосчатые и белополосчатые, в) мартитовые или магнетито-мартитовые, краснополосчатые и белополосчатые;

джеспилиты: а) мартитовые, красно-белополосчатые, синеполосчатые, б) магнетитовые, красно-белополосчатые, синеполосчатые, в) мартито-гематитовые, красно-белополосчатые, синеполосчатые, разнополосчатые.

Все три разновидности железистых роговиков бывают краснополосчатыми или белополосчатыми. Окрашенные полосы представляют собой прослой кварцевого состава, зерна которого содержат «пылевидный» гематит, что придает прослоям красный цвет. Белые прослой состоят из кварца, не содержащего гематитовой «пыли», вследствие чего они имеют сероватую или желтоватую окраску.

Мартитовые красно-белополосчатые джеспилиты представляют собой тонкое переслаивание рудных мартитовых прослоев и безрудных — кварцевых с пылеватым гематитом, который окрашивает их в красный цвет. Мартитовые синеполосчатые джеспилиты характеризуются переслаиванием рудных мартитовых прослоев синего цвета с черными безрудными, сложенными кварцем, часто с равномерно распыленными зернами магнетита или мартита. В разнополосчатых джеспилитах наблюдается чередование тонких полос трех типов: синих — мартитовых красных — кварцевых с распыленным гематитом и белых — кварцевых. Магнетитовые и мартито-гематитовые джеспилиты отличаются друг от друга составом рудных прослоев. В первой разновидности рудные прослой сложены преимущественно магнетитом, а во второй — мартитом и железной слюдой.

Основным структурным признаком железистых роговиков и джеспилитов является их тонкая полосчатость. Выделяются макрослой в виде рудных, полурудных и безрудных прослоев мощностью от 0,1 до 20 мм, и микрослой в 0,02—2 мм.

Структуры железистых роговиков и джеспилитов в общем виде могут быть определены как гипидиогранобластовые, так как породы поликристаллические, зерна минералов более или менее изометричные, или из двух главных компонентов один (кварц) обычно ксеноморфный по отношению к другому (рудному). Кроме того, можно выделить еще порфиروبластовую структуру, которая характерна для полурудных прослоев, и пойкилобластовую — для некоторых рудных прослоев, когда крупные рудные зерна вмещают в себе многочисленные мелкие различно ориентированные вроски кварца.

Для кварцевых прослоев обычны роговикоподобная, мостовая, мозаичная и зубчатая структуры. При наличии примесей силикатов в железистых роговиках возникают гранофибробластовая, гранометабластовая и гранолепидобластовая структуры. В результате окисления железистых роговиков и джеспилитов образуются игольчатые, бахромчатые, зональные, скелетные и другие метасоматические структуры.

Впервые термины «железистый роговик» и «джеспилит» в геологическую литературу по Кривому Рогу ввел П. П. Пятницкий [6]. Под этими названиями он понимал яснослоистые, тонкополосчатые горные породы, имеющие мощность отдельных полосок от 1—3 мм до 1 см, редко больше, причем полосчатость в породах проявлялась в чередовании черных — рудных, и красных или белых — кварцевых полос. Среднеполосчатые породы, которые называли до П. П. Пятницкого «нетипичными железистыми кварцитами», он предложил называть «железистыми роговиками», в отличие от краснополосчатых, яшмовидных, названных им «джеспилитами», которые ранее назывались «типичными железистыми кварцитами». Эти названия железистых пород были заимствованы П. П. Пятницким у американских геологов. В дальнейшем номенклатура железистых пород, предложенная П. П. Пятницким, была принята всеми крупными исследователями криворожских месторождений — П. И. Свитальским, Н. П. Семеновым, С. П. Радионовым, Я. Н. Белевцевым и многими другими геологами.

Номенклатура криворожских пород, предложенная П. П. Пятницким, вызвала возражения со стороны И. И. Танатара [10] и Ю. Ир. Половинкиной [4]. Критикуя в своих статьях П. П. Пятницкого, Я. Н. Белевцева и других геологов, указанные авторы считают, что термины «железистый роговик» и «джеспилит» не имеют научного обоснования и предлагают называть железистые роговики железистыми кварцитами, а джеспилиты — микрокварцитами.

Вопросами номенклатуры железистых пород Кривого Рога занимались также Н. И. Колганов и Л. И. Мартыненко. Первый из упомянутых исследователей считает, что железистые полосчатые породы Кривого Рога следует называть кварцитами, а второй — предлагает называть их роговиками.

Какие же доводы приводят И. И. Танатар и Ю. Ир. Половинкина в пользу термина «кварцит» для железистых пород Кривого Рога?

И. И. Танатар [10] писал, что П. П. Пятницкий неправильно применил терминологию Ван-Хайза для криворожских полосчатых пород, так как под роговиками Ван-Хайз понимал хомогенно-осадочную кремневую породу, а под железистыми роговиками — метаморфизованную железосодержащую карбонатную породу и, наконец, под джеспилитом — краснополосчатый железистый роговик. П. П. Пятницкий, по мнению И. И. Танатара, без всяких оснований объединил термин роговик с определением «железистый», что, по его мнению, является неверным, ибо «...это не то же самое, что роговик, содержащий железо» [10].

Еще больше усложнил, по мнению И. И. Танатара, петрографическое определение железистых пород Кривого Рога Я. Н. Белевцев, который «...разницу между джеспилитами и железистыми роговиками ви-

дит, но не в отличии окраски нерудных полос, а в ширине полос рудных и нерудных и в их относительной роли в строении породы» [10].

Отмечая далее в своей статье, что термин «железистый роговик» и «джеспилит» не дают полного понимания ни минерального состава, ни структуры, ни их генезиса, И. И. Танатар, однако, ничего нового не предлагает и употребляет в своих статьях термин «роговик» (Танатар, 1947) наравне с термином «кварцит» [10].

Наиболее детальный разбор терминов «железистый роговик» и «джеспилит» приводится в одной из работ Ю. Ир. Половинкиной (1959). Не вдаваясь в детальный разбор статьи Ю. Ир. Половинкиной, отметим лишь основные доводы автора, которые приводятся для обоснования терминов «железистый кварцит» и «микрокварцит».

1. Термин «роговик» в понимании «тонкокристаллической кварцевой породы» в настоящее время уже устарел. Часто термин «роговик» применяется к контактово измененным (в результате температурного воздействия гранитной магмы) глинистым породам.

2. «При обозначении кремнистых пород термин «роговик» не имеет точно установленного содержания», потому что одни исследователи этим термином обозначают только кварцевые породы, а другие — только халцедоновые [4].

3. Отстаивая термин «кварцит», Ю. Ир. Половинкина приходит к выводу, что он никак не указывает ни на кластичность кварца, ни на генезис породы.

В 1956 г. мы опубликовали статью «О некоторых особенностях пород железорудной формации в связи с вопросами их номенклатуры» (Белевцев, Радионов, Горошников), в которой приводится детальный разбор характерных признаков железистых роговиков и джеспилитов и доказывается необходимость сохранения старых наименований для железистых пород криворожского типа.

Вслед за нашей статьей в 1957 г. и вторично в 1964 г. Р. П. Петров опубликовал две работы, касающиеся номенклатуры метаморфических пород железорудных формаций. На этих работах Р. П. Петрова следует кратко остановиться, так как он предлагает совершенно новую терминологию для железистых пород, ранее не употреблявшуюся в практике советских геологов.

Сущность предложений Р. П. Петрова сводится к тому, что кварцитом он рекомендует называть не породу, а кварцевые прослои в полосчатых породах. Кварцит же халцедоновидных прослоев он считает необходимым называть английским термином «шерт», не переводя его на русский язык — «роговик». Прослои, сложенные преимущественно рудными минералами, Р. П. Петров предлагает именовать «железняками», а сложенные силикатными минералами — «сланцами».

Яснозернистые породы двухкомпонентного кварцево-железистого состава Р. П. Петров предлагает называть «таконитами», железисто-сланцевого состава — «сланцевыми железняками» или «железняковыми сланцами», а трехкомпонентные кварцево-железисто-сланцевые породы — «итабиритами».

Состав пород Р. П. Петров изображает на барицентрическом треугольнике. Причем строится два треугольника: для отчетливозернистых пород и скрытозернистых.

В отношении предложений Р. П. Петрова следует заметить, что в мировой геологической литературе термины «таконит» и «итабирит» не имеют строго зафиксированного смысла, поэтому вкладывать в эти названия какое-то новое содержание нецелесообразно.

Итак, мы видим, что для пород железорудных формаций разными авторами предложены самые разнообразные наименования: «железистые роговики» и «джеспилиты», «железистые кварциты» и «микро-

кварциты», «такониты» и «итабириты», в которые авторы вносят самые различные содержания. Такая разногласия в терминологии вносит большую путаницу в геологическую литературу. В подтверждение сказанному можно привести следующее. Переход сотрудников ВСЕГЕИ к терминологии, предложенной Ю. Ир. Половинкиной, оказался не обязательным даже для них самих. Так, в «Петрографическом сборнике» ВСЕГЕИ, который вышел из печати в 1955 г., одни и те же породы названы Н. Ф. Анисимовой «микрокварцитами», а В. С. Домаревым «кварцитами», хотя под первыми Ю. Ир. Половинкина понимает тонкозернистую породу, а под вторыми — грубозернистую.

В связи с изложенным мы еще раз выступаем за термины «железистый роговик» и «джеспилит», исходя из следующих соображений:

а) железистые породы Криворожья имеют ряд характерных минералогических, текстурных и структурных признаков, отличающих их от пород, которые обычно называются кварцитами. Под последними исследователи обычно понимают породы, которые сложены кварцевыми обломками, сцементированными кварцевым же материалом (Л. В. Пустовалов), у которых цементация произошла путем разрастания кластических зерен кварца (Е. С. Федоров, А. Н. Заварицкий). В связи с этим термин «кварцит» содержит в себе понятие о кластичности исходного материала, в то время как под железистыми роговиками и джеспилитами понимают породы, образовавшиеся за счет хомогенных метаморфизованных осадков;

б) кварциты обычно сложены кварцем с незначительной примесью других минералов. Почти всегда они имеют около 85—95% кварца и от 15 до 3—5% примесей. Если же мы обратимся к железистым породам Кривого Рога, то они обычно содержат 30—50% кварца, а большая половина их сложена железорудными и железисто-силикатными минералами;

в) кварциты широко распространены в нижней и верхней свитах криворожской серии, а также в других геологических формациях и представляют собой метаморфические продукты кластических кварцевых образований. Кварциты в преобладающем большинстве образуются в процессе метаморфизма из песчаников при регенерации кварцевых зерен цемента и более крупных песчинок, когда в результате перекристаллизации стирается грань между цементом и песчанистыми окатанными образованиями. Совершенно иное происхождение железисто-кварцевых пород железорудных формаций. Первичное накопление материала сопровождается хомогенными и коллоидными образованиями кремниевой кислоты, окислов и силикатов железа, которые при дальнейшем диагенезе и метаморфизме раскристаллизовывались в тонкополосчатые породы с торцово-мостовой структурой кварцевых прослоев. Следовательно, если породы назвать кварцитами, то мы упустим важные генетические особенности, которые привели к образованию своеобразных железисто-кварцевых и железисто-силикатных пород, известных только в древних докембрийских толщах;

г) обычные кварциты, распространенные в породах Украинского щита и в других формациях, иногда вмещают большее или меньшее количество кристаллов гематита и магнетита (Корсак-Могила, Овнянка и др.), которые образуют вытянутые по простиранию кварцитовых пластов цепочки, напоминающие неясную слоистость. Такие кварциты называют соответственно гематитовыми, магнетитовыми или просто железистыми кварцитами. В связи с этим, если принять предложенную Ю. Ир. Половинкиной номенклатуру, то название «железистые кварциты» одинаково будет относиться и к упомянутым породам и к тонкослоистым железисто-кварцевым и железисто-силикатно-кварцевым породам железорудных формаций. Говоря иными словами, обе группы

пород, отличающиеся составом, историей образования, структурой и текстурой, попадут в одну группу и будут полностью обезличены. Поэтому выделение железистых роговиков и джеспилитов в особую группу пород неслучайно и сделано не только из желания ввести в геологическую литературу новую терминологию, а исходя из целого ряда особенностей описанных пород, которые резко отличают их от кварцитов в наиболее широком понимании этого термина.

Еще большую путаницу, по нашему мнению, внесут в геологическую литературу наименования железистых пород железорудных аномалий, предложенные Р. П. Петровым, — «таконит» и «итабирит», не имеющие строго зафиксированного смысла и не дающие четкого разграничения между понятиями «роговик», «кварцит», «джеспилит». Если в настоящее время термины «железистый роговик» и «джеспилит», употребляемые одной группой авторов, и термины «железистый кварцит» и «микрокварцит» — другой, понятны читателю (хотя последние два термина, как мы показали выше, необоснованно введены в литературу), то при введении в печать таких названий, как «таконит» и «итабирит», для пород криворожского типа геологическая литература по железорудным аномалиям будет вообще непонятна, а геология отдельных месторождений — несопоставима.

Вводить в литературу новые названия пород (итабирит, таконит) нельзя также в связи с тем, что они неприемлемы в практике горно-эксплуатационных предприятий и технологических институтов, в документации которых употребляются термины «железистый роговик», «джеспилит» и «железистый кварцит».

Таким образом, мы считаем, что в настоящее время необходимо сохранить разработанную криворожскими геологами номенклатуру для железистых пород железорудных формаций. Однако это не исключает необходимости ее пересмотра и усовершенствования. Мы считаем, что совещание должно поручить одному из институтов, с привлечением широких кругов геологов, критически оценить все предложения и с учетом всех новейших данных по железорудным аномалиям Советского Союза разработать новые номенклатуру и классификацию железистых пород, которые должны быть обязательными для всех геологов, занимающихся изучением железорудных формаций и публикующих свои материалы в монографиях и в периодических изданиях.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н.— Горный журн., 1941, 4.
2. Белевцев Я. Н. Классификация и условные обозначения пород Кривого Рога. Криворожский геологоразвед. трест. Облиздат, Кривой Рог, 1945.
3. Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ГОНТИ, М.—Л., 1932.
4. Половинкина Ю. Ир.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, в. 2. Изд-во АН СССР, М., 1950.
5. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гостоптехиздат, М.—Л., 1940.
6. Пятницкий П. П. Генетические отношения криворожских рудных месторождений, ч. II. Железистые роговики и джеспилиты. Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии, в. 17, Научно-техн. отд. ВСНХ типо-лит. ВТУ им. Дунаева, М., 1925.
7. Петров Р. П.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 9.
8. Петров Р. П.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-черноземных областей. Изд-во Воронежск. ун-та, 1954.
9. Танатар И. И.— Научные записки Днепропетровского ун-та. XVII (1), 1940.
10. Танатар И. И.— Изв. Днепропетровск. горного ин-та, XIX, 1948.
11. Федоров Е. С. Основы петрографии. СПб, 1897.

СООБРАЖЕНИЯ О РАЦИОНАЛЬНОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ ПОРОД КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ

Н. М. МОРОЗ, Н. И. КОРОБКО

Трест «Кривбассгеология»

Настоящая статья обращает внимание специалистов, занимающихся вопросами геологии Кривбасса, на давно назревшую необходимость унификации номенклатуры криворожских пород. Несмотря на значительную изученность Криворожского бассейна, вопросам номенклатуры посвящено до сих пор очень мало работ, причем окончательное решение по вынесенным на обсуждение предложениям не было принято.

Существующая в Кривбассе номенклатура пород криворожской серии и особенно ее средней свиты не применяется на аналогичных месторождениях Советского Союза, поэтому уже давно необходимо выработать номенклатуру, наиболее полно отражающую характер этих пород и приемлемую для различных железорудных районов страны.

В своих соображениях мы исходим из предложения, что совершенно новый термин для обозначения любой разновидности криворожских силикатно-железистых пород, будь он наиболее удачным, встретит настоячивые возражения в силу определенной традиционности в пользовании терминологией. Здесь необходимо прибегнуть к уже существующим в нашей стране и за рубежом терминам, отобрав из них наиболее рациональные.

Как известно, наименование породы должно содержать указание на генезис, состав, а также текстурные (структурные) признаки ее.

Распространенный в Кривом Роге термин «роговик» почти не употребляется в геологической литературе за пределами бассейна для наименования железистых пород как термин, имеющий в данном случае двоякое значение. На других подобных месторождениях аналогичные породы называются «железистыми кварцитами». Для криворожских пород термин «железистый кварцит» был заменен П. П. Пятницким в 1925 г. новым термином «железистый роговик», который является переводом американского названия железистых пород из месторождений Великих Озер. Этим подчеркивалось отсутствие кластического кварца в указанных породах, поскольку железистые породы Великих Озер считались метаморфическими продуктами карбонатных железосодержащих осадков. Однако термин «роговик» имеет другое, широко распространенное и общепринятое значение, обозначающее измененные в контакте с графитными или другими интрузиями осадочные породы, главным образом глинистого состава, не говоря уже о том, что в прошлом «роговик» употреблялся как минералогический термин для обозначения плотного (криптокристаллического) кварца, имеющего ограниченное распространение.

Как справедливо отмечает Ю. Ир. Половинкина, термин «роговик» в применении к кварцевым породам устаревший и выходит из употребления как в петрографии, так и в минералогии. Он сохраняется в петрографической номенклатуре лишь для обозначения контактовых пород.

Я. Н. Белевцев, проделавший большую работу по изучению геологии Кривбасса, в монографии, изданной в 1957 г., рекомендовал сохранить «прижившийся» в Кривбассе термин «роговик» только с тем, чтобы не вносить путаницу в утвердившуюся номенклатуру. Вместе с тем геологическая служба некоторых предприятий Кривбасса уже отказалась от термина «роговик», на других им по-прежнему пользуются, и это не вносит особой путаницы, хотя создает некоторые неудобства.

Ряд авторов и часть криворожских геологов-практиков пользуются вместо термина «роговик» термином «кварцит».

По более или менее общепринятому определению термин «кварцит» относится к кристаллическизернистой или сланцевой породе метаморфического происхождения, образовавшейся из осадочных пород и состоящей главным образом из кварца и ряда второстепенных минералов. Породы, близкие по условиям образования, текстурным и структурным признакам к упомянутой породе и отличающиеся от нее значительным содержанием окислов железа или окислов железа и силикатов, названы рядом исследователей (Ю. Ир. Половинкиной, Р. П. Петровым и др.) соответственно железистыми и железисто-силикатными кварцитами.

Как отмечает Ю. Ир. Половинкина, по определению Зенфта, данному в 1857 г., под «кварцитом» понимают кристаллическизернистую или сланцеватую породу, состоящую в основном из кварца. Никакого понятия о кластичности кварца он не содержит, как и указания на генезис породы. Поэтому термин «кварцит» может применяться к любой мономинеральной (или почти мономинеральной) кварцевой породе некластического происхождения. Прибавляемые к этому термину эпитеты слюдястый, графитовый, железистый указывают на более или менее значительную примесь того или иного вещества.

С другой стороны, как справедливо отмечали Я. Н. Белевцев [3] и ряд других исследователей [7], термин «железистый кварцит» («кварцит») не включает в себе различия для полосчатых и массивных разновидностей пород, имеющих различное происхождение, состав и другие признаки.

Для пород криворожского типа считаем целесообразным применять наименования «полосчатый кварцит» и «полосчатый сланец». Сложность наименования почти неизбежна. Она уже имеет место в петрографической номенклатуре (бурый уголь, полосчатый уголь, зеленокаменная порода, полосчатый сланец и др.). Как видно из систематизированной Р. П. Петровым [7] номенклатуры железистых пород, принятой в различных странах мира, «полосчатый кварцит» употребляется в геологической терминологии некоторых стран, а другие наименования этой же породы состоят из двух и больше слов.

Предложенный Р. П. Петровым термин «итабирит», во-первых, является непривычным, а во-вторых, представляется не в первоначальном своем значении.

Поскольку вызывает возражения отнесение малокварцевых силикатно-железистых пород к «кварцитам», их следует считать «полосчатыми сланцами» (в общем случае: магнетито-силикатный полосчатый сланец, силикатно-магнетитовый полосчатый сланец, руда силикатно-магнетитовая). Необходимость прилагательного «полосчатый» для большей части криворожского типа обусловлена обычным для криворожских пород чередованием прослоев различного цвета, состава и часто наличием в пределах каждого прослоя массивной, а не сланцеватой текстуры, что и отличает их от обычных сланцев.

Считаем целесообразным сохранить термин «джеспилит», как характеризующий особую (тонкослоистую) разновидность практически бессиликатных полосчатых кварцитов и заключающий в себе определенное петрографическое понятие. Согласно схеме осадочной дифференциации, джеспилиты являются наиболее «чистыми» хемогенными образованиями. И хотя есть несколько точек зрения на генезис джеспилитов, как и железистых полосчатых кварцитов вообще, все сходятся на том, что породы, называемые некоторыми исследователями джеспилитами, являются своеобразными образованиями железисто-кремнистой формации. В данном случае необходима некоторая специализация

термина, чтобы он не употреблялся в понятии железистого полосчатого кварцита вообще.

Понятие «роговиково-сланцевая порода» неконкретное, а поэтому в зависимости от количественного соотношения слагающих породу компонентов, должно быть заменено термином «сланец с прослоями безрудного кварца», «безрудный кварцит с прослоями сланца».

«Полосчатый кварцит», «полосчатый сланец» и другие наименования целесообразно употреблять во множественном числе в случае наименования группы пород, близких по составу; наименование породы, слагающей более или менее однородную толщу, следует употреблять только в единственном числе.

В настоящее время в Кривбассе принято вводить в название породы наименование минералов, содержащихся в породе в количестве 10% и более. Между тем число таких минералов нередко достигает пяти — семи, главным образом за счет силикатов, что усложняет наименование породы. Игнорирование некоторых из них, которое допускают в целях упрощения наименования, приводит к искажению отображения действительного минерального состава породы. По-видимому, в таких случаях силикатные минералы следует объединять в одну группу и вместо перечня минералов в наименование породы вводить слово «силикатно», а затем расшифровывать его в детальном описании.

Предложение не вводить во всех случаях в наименование состава криворожских сланцев прилагательного «кварцевый» [3] неоправдано, так как кварц в этих породах встречается в самых различных количественных соотношениях, что должно быть отражено в наименовании.

Предлагаем воздержаться от введения в наименование пород, претерпевших воздействие наложенных процессов, понятий, указывающих на направленность процессов, ограничившись только указанием вещественного состава. Номенклатура пород должна быть такой, чтобы ею было легко пользоваться уже при полевом описании породы, а между тем характер того или другого замещения не всегда ясен даже при наблюдениях под микроскопом.

Характер вторичных процессов должен расшифровываться в детальном описании. Так, например, вместо «полосчатый кварцит мартитовый, обурожелезненный» желательнее употреблять «полосчатый кварцит бурожелезняково (лимонито)-мартитовый», вместо «полосчатый кварцит куммингтонито-магнетитовый, эгиринизированный» — «полосчатый кварцит эгирино-кумингтонито-магнетитовый» и т. д.

Бурые железняки, образовавшиеся в гипергенных условиях за счет метаморфических пород, в отличие от бурых железняков осадочных, следует, по-видимому, называть вторичными.

Нужно более четко разграничивать понятия «графитовый» и «графититовый», исключив название «углистый» («углистое вещество», «углистый сланец» и т. п.). Наиболее распространенная в криворожских породах скрытокристаллическая разновидность углеродистого вещества, как известно, относится к графититу [5]. На участках с более высоким метаморфизмом пород его место занимает графит.

Железистые и сланцевые горизонты средней свиты криворожской серии пород, по нашему мнению, более логично было бы называть соответственно «железистыми» и «силикатными». В таком случае в основу деления на горизонты был бы положен вещественный состав, а при ныне существующем разделении наименование «железистые горизонты» определяется вещественным составом этих горизонтов, а «сланцевые» — петрографическими признаками (структурно-текстурными особенностями).

Авторы выражают надежду, что вопросы номенклатуры криворожских пород, только частично затронутые в статье, в скором времени

будут решены общими усилиями ученых и практиков, изучающих геологию Кривбасса.

Л и т е р а т у р а

1. Вербицкий П. Г.—Изв. АН СССР, серия геол., 1952, 4, 81—85.
2. Геологический словарь, I и II. Под общей редакцией А. Н. Криштофовича. Госгеолтехиздат, М., 1960.
3. Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, М., 1957.
4. Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Под ред. Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцева и Р. П. Сироштана. Изд-во АН УССР, К., 1955.
5. Белевцев Я. Н. и др. Геология криворожских железорудных месторождений, 1. Изд-во АН УССР, К., 1962.
6. Петрографический словарь Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве, переработанный и дополненный Р. П. Петровым и др. Госгеолтехиздат, М., 1963.
7. Петров Р. П.—Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 9, 54—70.
8. Половинкина Ю. Ир. Проявления метасоматоза в северных районах Кривого Рога. Изд-во ВСЕГЕИ, Л., 1950.
9. Танатар И. И.—Научные записки Днепропетровского гос. ун-та, 39, 1954.
10. Точилин М. М. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, М., 1963.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЕ ПОРОД ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

А. А. ИЛЛАРИОНОВ

НИИКМА

Для решения теоретических и практических вопросов, связанных с разведкой месторождений железных руд, изучением геологии, стратиграфии, тектоники, вещественного состава полезных ископаемых, определением качества их, выявлением закономерностей распределения полезных и вредных компонентов в рудном массиве, а также для решения задач по добыче и обогащению необходимо разработать подробную единую классификацию и номенклатуру пород докембрийских железисто-кремнистых формаций. Без них невозможно вести геологические, минералогические, химические и технологические исследования, от решения которых зависит разработка многих важнейших проблем. Кроме того, единая классификация и номенклатура пород докембрийских железисто-кремнистых формаций, хотя бы в рабочем аспекте, необходима для сопоставления стратиграфических разрезов железорудных бассейнов, районов и месторождений. Различные названия одних и тех же образований и даже иногда один и тот же термин пород практически затрудняют параллелизацию железных руд отдельных месторождений, а порою не позволяют сопоставлять их вообще, что вносит большую путаницу в общую работу.

В связи с этим мы предлагаем упрощенную классификацию и номенклатуру докембрийских железисто-кремнистых пород, основанную на принципах, предложенных Р. П. Петровым.

В истории изучения докембрийских отложений различные исследователи предлагали разные классификации и номенклатуры пород. Если вопросы классификации для отдельных железорудных бассейнов (КМА, Кривой Рог и др.) к настоящему времени разработаны достаточно полно и по существу они отражают степень изученности пород железисто-

кремнистых формаций на данный период, то вопросы номенклатуры до сегодняшнего дня остаются дискуссионными, не решенными и исследователи не могут прийти к единому мнению в силу исторически сложившихся традиций.

Обоснование рабочей классификации пород железисто-кремнистых формаций. Единая классификация может быть предложена в том случае, если будет решен вопрос генезиса пород железисто-кремнистых формаций. Поскольку вопрос о происхождении этих образований исследователи трактуют по-разному, то для разработки рабочей классификации необходимо в виде постулатов принять следующие положения:

1) породами железисто-кремнистых формаций считать те, которые сложены кварцем, железорудными минералами (магнетитом и гематитом) и силикатами;

2) породы, состоящие из одного кварца или одних силикатов, а также из их смесей не относить к породам железисто-кремнистых формаций;

3) минералы, количество которых в породах железорудных формаций меньше 10%, во внимание не принимать;

4) природу кварца и силикатов различного генезиса в породах железисто-кремнистых формаций условно считать единой;

5) условно считать кварц, железорудные минералы и силикаты в породах железисто-кремнистых формаций сингенетичными;

6) все минералы при метаморфизме находились в одинаковых условиях.

Согласно принятым положениям будем характеризовать метаморфические полосчатые породы докембрийских железисто-кремнистых формаций. Породы состоят из прослоев различной мощности, сложенных кварцем, железорудными минералами (магнетитом или гематитом) и силикатами (слюдами, амфиболами, пироксенами и др.). Прослойки по составу являются одно-, двух-, трех- и многокомпонентными системами, следовательно, в классификации и номенклатуре должны найти отражение каждая минеральная система и их комбинации. В петрографии, согласно определению горных пород, считается, что метаморфическая порода, состоящая из кварца, называется кварцитом; рассланцованные метаморфические породы, сложенные силикатами, называются сланцами, а порода, состоящая из железорудных минералов — железной рудой. Все эти три горные породы являются составными частями образований железисто-кремнистых формаций.

Р. П. Петров [3] справедливо рассматривает образования железисто-кремнистых формаций как сложные породы, состоящие из комплекса самостоятельных трех пород: кварцитов, железняков (железных руд — А. И.) и сланцев. Эти породы в различных комбинациях он изображает в барицентрическом треугольнике.

Идея Р. П. Петрова об использовании барицентрического треугольника для классификации и номенклатуры, на наш взгляд, является методологически правильной и может быть принятой как основа для разрабатываемых рабочей классификации и номенклатуры. Ю. П. Ивенсен считает идею Р. П. Петрова о построении классификационной диаграммы пород железисто-кремнистой формации на барицентрическом треугольнике целесообразной.

В качестве рабочей классификации и номенклатуры железных руд предлагается схема, изображенная на рисунке.

Важнейшей особенностью железисто-кремнистых пород является генетическая ритмичность чередования трех пород — кварцитов, железных руд и сланцев, поэтому составы одно-, двух- и трехкомпонентных пород можно изобразить на барицентрическом треугольнике, вершины

которого отвечают содержаниям кварца, железорудных минералов (магнетита и гематита) и силикатов, как предлагают Р. П. Петров и Ю. И. Ивенсен. В вершинах треугольника помещены почти мономинеральные породы — кварциты, железная руда и сланцы.

В зависимости от содержания породообразующих минералов классификационный барицентрический треугольник разбивается на ряд полей, отвечающих одно-, двух и трехкомпонентным породам (таблица).



Из таблицы видно, что образования железисто-кремнистых формаций делятся на три группы однокомпонентных и шесть классов трехкомпонентных горных пород.

Каждую двух- и трехкомпонентную горную породу в зависимости от содержания рудообразующих минералов предлагается разделить на типы. Так, железорудные минералы представлены магнетитом, железной слюдкой или мартитом; в зависимости от этого следует выделить типы руд — магнетитовый, железнослюдковый, мартитовый — или их смеси (магнетито-железнослюдковая, железнослюдко-магнетитовая, магнетито-мартитовая и т. д.) и именовать их метаморфической железной рудой магнетитовой или железнослюдковой и т. п.

Типовая метаморфическая железная руда часто содержит силикаты и карбонаты, а в зоне коры выветривания — гидроокислы железа и глинистые минералы, поэтому целесообразно их разделить на разновидности (например, метаморфическая железная руда со слюдами, амфиболами или карбонатами и т. п.) и называть: метаморфическая железная (магнетитовая или железнослюдковая и т. д.) руда со слюдами или амфиболами и др.

Каждая группа силикатных, карбонатных и других минералов представлена различными видами. Поэтому видовое подразделение пород железисто-кремнистых формаций следует проводить по содержанию определенного минерала. Например, если в метаморфической магнетитовой железной руде присутствует куммингтонит, то руду следует называть метаморфической магнетитовой железной рудой с куммингтонитом и т. п.

Таким образом, из изложенного необходимо сделать следующее заключение: с целью увязки стратиграфических разрезов железорудных бассейнов, в которых развиты докембрийские породы железисто-кремнистых формаций, целесообразно принять в качестве рабочей классификации принцип барицентрического треугольника. Данные барицент-

Содержание минералов в породах железисто-кремнистых формаций (в %) *

Порода	Кварц	Магнетит и гематит	Силикаты
Кварциты	80—100	0—10	0—10
Метаморфическая железная руда *	0—10	80—100	0—10
Сланцы	0—10	0—10	80—100
Метаморфическая железная руда силикатная	0—10	50—90	10—50
Метаморфическая железная руда кварцевая	10—50	50—90	0—10
Кварциты железистые	50—90	10—50	0—10
Кварциты силикатные	50—90	0—10	10—50
Сланцы железистые	0—10	10—50	50—90
Сланцы кварцевые	10—50	0—10	50—90
Метаморфическая железная руда кварцево-силикатная	10—33	33—80	10—33
Метаморфическая железная руда силикатно-кварцевая	10—33	33—80	10—33
Кварциты силикатно-железистые	33—80	10—33	10—33
Кварциты железисто-силикатные	33—80	10—33	10—33
Сланцы кварцево-железистые	10—33	10—33	33—80
Сланцы железисто-кварцевые	10—33	10—33	33—80

* Железные руды (железистые кварциты, джеспилиты и т. д.) подвергались процессам метаморфизма, поэтому предлагается именовать их «метаморфическими железными рудами». В зависимости от конъюнктуры среди них целесообразно выделить «бедные» и «богатые».

рического треугольника с некоторыми допущениями отражают специфику железисто-кремнистых горных пород, которые необходимо положить в основу единой классификации. В зависимости от специфических черт отдельных месторождений и железорудных бассейнов целесообразно отдельные типы горных пород делить на разновидности и виды, учитывая общее положение их в барицентрическом треугольнике.

Предложенная классификация и номенклатура отображают вещественный состав пород железисто-кремнистых формаций, характеризующий горную породу в петрографическом аспекте.

В связи с этим следует увязать предлагаемую классификацию и номенклатуру с существующими наименованиями докембрийских пород различных железорудных бассейнов.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я. Н. Классификация и условные обозначения пород Кривого Рога. Изд-во Геолого-разв. треста Главгеологии НКЧМ СССР, Кривой Рог, 1945.
2. Половинкина Ю. Ир — В кн.: Труды ВСЕГЕИ, в. 2. Изд-во АН СССР, М., 1950.
3. Петров Р. П. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, 9.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшие направления их изучения	3
Плаксенко Н. А. Особенности палеогеографической обстановки формирования железисто-кремнистых осадков курской серии и вопросы теории докембрийского железорудного осадконакопления	11
Каляев Г. И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите	27
Тарханов А. В. К вопросу о происхождении железистых кварцитов	34
<u>Точилин М. С.</u> Происхождение и факторы эволюции джеспилитов	40
Каукин Б. В. О происхождении железистых кварцитов	47
Лапицкий Э. М. Условия седиментации железисто-кремнистых осадков в докембрии	55
Бордунов И. Н. Осадочные фации железистых кварцитов Кременчуга	65
Гусельников В. Н. О вулканогенном происхождении железистых кварцитов КМА	72
Калугин А. С. Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая	89
Козлов М. Т. Метасоматические железистые кварциты Кольского полуострова	105
Домарев В. С. К вопросу о генезисе железистых кварцитов	110
Тяпкин К. Ф., Фоменко В. Ю. К вопросу о генезисе железистых кварцитов докембрия	114
Сиворонов А. А. Некоторые вопросы генезиса и эволюции джеспилитовых формаций	119
Воскресенская М. Н. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Курской магнитной аномалии	121
Кравченко Г. Л. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Мангушской магнитной аномалии (Приазовье)	123
Горяинов М. П. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова	129
Ищенко Д. И. Железосодержащие породы нижней части верхней свиты и некоторые соображения об их образовании	140

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

Никольский А. П., Каукин Б. В. Метаморфизм железорудных формаций докембрия юго-западной части Русской платформы	145
Стрыгин А. И. Метаморфизм железистых пород Украинского щита	155
Федорченко В. С. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности докембрийских железистых пород низкой степени метаморфизма (фации зеленых сланцев)	168
<u>Щербакова К. Ф.</u> , Кузнецова М. Н. Метаморфические фации кремнисто-железистых пород некоторых районов Криворожско-Кременчугской синклиналиной зоны	177
Егоров А. С. Проявление докембрийских дислокаций и метаморфизма в железорудной формации КМА	179
Корнилов Н. А. О метаморфической перекристаллизации железистых кварцитов докембрия (на примере Белозерского железорудного района)	193

ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛОСЧАТОСТИ

Гершойг Ю. Г. Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога	207
Илларионов А. А. Природа кварца, магнетита и гематита железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА)	216

Пирогов Б. И., Пирогова В. В. Взаимоотношения минералов и образование полосчатости железистых роговиков Кривого Рога	228
Ходюш Л. Я. Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение	242

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Мельник Ю. П. Особенности перехода сидерита в магнетит при метаморфизме железистых пород	259
Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П. Изотопный состав кислорода рудных минералов железистых пород Кривого Рога	271
Николаенко В. И. Определение проницаемости джеспилитов и некоторые вопросы, связанные с фильтрацией растворов	279

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Горлицкий Б. А. Малые элементы как показатель геохимической стабильности железистых кварцитов (на примере пород Большого Кривого Рога)	286
Григорьев В. М. Роль германия в выяснении генезиса железистых кварцитов	289
Рябцев К. Г., Илларионов А. А. Факторы стабилизации редких элементов в докембрийских метаморфических железных рудах Курской магнитной аномалии	293
Никонов А. И. Элементы-примеси в железистых кварцитах Белозерского района и их генетическое значение	297

О НОМЕНКЛАТУРЕ ПОРОД

Белевцев Я. Н., Горошников Б. И. О рациональности терминов «железистый роговик», «джеспилит», и «железистый кварцит»	299
Мороз Н. М., Коробко Н. И. Соображения о рациональной номенклатуре пород Криворожской серии	304
Илларионов А. А. Некоторые соображения о классификации и номенклатуре пород докембрийских железисто-кремнистых формаций	307

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геологических наук АН УССР*

Редактор Н. Я. Соколова
Художественный редактор Р. К. Пахолук
Оформление художника Г. М. Балюна
Технические редакторы А. М. Колодиева, Б. А. Пиковская
Корректоры З. Г. Гежун, Т. Я. Губарь

БФ 03988. Зак. № 01273. Изд. № 453. Тираж 900. Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Печ. физ. листов 19,5+1 вкл. Усл. печ. листов 25,51. Учетно-изд. листов 28,06. Подписано к печати 13.5 1969 г. Цена 3 р. 05 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Напечатано с матриц Киевской книжной фабрики № 1 в Нестеровской гортипографии Львовского облуправления по печати, г. Нестеров ул. Горького, 8. Зак. 2401.

