

УДК 551.71/72.24:549.553.2

**Б.И.Пирогов, Ч.К.Обаси**  
*Кривой Рог. Технический ун-т*

**ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ОНТОГЕНИЯ  
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИТАКПЕ-ХИЛЛ  
(НИГЕРИЯ)**

Месторождение Итакпе-Хилл приурочено к Дагомейско-Нигерийскому массиву и залегает среди архейских пород (возраст 2,5-2,0 млрд. лет). В районе месторождения выделяется мигматит-гнейсовый комплекс, разнообразные граниты и лежащие выше гнейсово-сланцевые образования формации Игарра-Джакура. Тела железистых кварцитов установлены как среди первых (большая часть), так и среди метаосадков. Докембрийские образования перекрываются чехлом меловых и третичных отложений.

Месторождение Итакпе-Хилл размещено на южном крыле крупной антиклинали Эро. Структура рудного поля осложнена разрывными дислокациями и пострудными интрузивными телами лейкократовых гранитов субмеридионального простирания. Западная часть месторождения характеризуется серией диагональных ступенчатых сбросо-сдвигов, часть которых контролировала внедрение даек пегматитовых гранитов. В восточной части отмечаются продольные разломы восток-северо-восточного простирания. Общая структура рудного поля моноклиальная, блоково-складчатая. Железистые кварциты образуют рудные залежи пластовой и линзо-видной формы, пространственно приуроченные к трем горизонтам, условно назван-ным нижним, средним и верхним. Каждый горизонт состоит из серии (от двух до шести) пластов переменной мощности и состава, изменяющихся как по простиранию, так и по падению. Пласты железистых кварцитов чередуются с пластами биотитовых и гранат-биотитовых гранитизированных гнейсов в западной части, амфибол-биотитовых и пироксен-амфиболовых – в центральной и восточной частях месторождения [10].

Общее простирание железистых кварцитов и вмещающих гнейсов субширотное, а падение южное, под углом от 40° (верхний горизонт) до 85° (нижний горизонт). Рудные горизонты по простиранию прослеживаются на 2,5-3,2 км, по падению – более чем на 350 м. Мощность отдельных пластов колеблется от 5 до 42-69 м.

Первое официальное сообщение о рудопроявлении Итакпе-Хилл относится к 1905 г., однако только в 1963 г. начата геологическая съемка района. В отдельных публикациях освещены некоторые вопросы генезиса рудопроявления по данным изучения вещественного состава руд и вмещающих пород. При этом часть выводов построена на предположениях и носит иногда проблематичный характер. В то же время Б.И.Пирогов и Ч.К.Обаси [6] на основе онтогенического изучения железо-

рудной толщии по простиранию и на глубину установили характер связи вещественного состава и генезиса железистых кварцитов месторождения.

Проведенные нами детальные исследования с применением минералогического картирования минеральных парагенезисов железистых кварцитов позволили выявить в различных участках месторождения гетерогенность состава толщ. Это является следствием сложной геолого-структурной позиции месторождения, что обычно характерно для подвижных зон. Гетерогенность отражает разнообразие глубины метаморфизма и метасоматоза и характеризует изменчивость условий минералообразования. В восточной части месторождения минеральные ассоциации железистых кварцитов представлены магнетитом (с включениями продуктов распада твердых растворов – шпинели и ильменита), пироксенами (гиперстен и диопсид-геденбергит), кварцем, плагиоклазом ( $Ab_{10-20}$ ), сине-зеленой роговой обманкой, биотитом (плеохроирует в коричневых тонах), гранатом. Ранее установлено, что наличие двухпироксеновых разностей железистых кварцитов является типоморфным признаком их формирования в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В частности, Л.П.Свириденко [7] подобные минеральные ассоциации в железорудных месторождениях Карелии рассматривает как реликт гранулитового метаморфизма, претерпевший диафторез в ходе складчатости. Повидимому, аналогичная картина наблюдается в восточной части месторождения Итакпе-Хилл, тем более что кварц находится в резко подчиненном количестве, а преобладающая текстура кварцитов – вкрапленная и неяснополосчатая.

На западе и юге центральной части месторождения минеральные парагенезисы отличаются присутствием, главным образом, магнетита (с редкими включениями шпинели и ильменита), гематита, кварца, в меньшем количестве – биотита, роговой обманки, а также акцессорных минералов – сфена, апатита, циркона. Эта минеральная ассоциация отражает условия амфиболитовой фации метаморфизма.

Связь данной ассоциации с диафторезом выражается в замещении пироксенов роговой обманкой, а затем биотитом, резком возрастании количества кварца, сокращении включений шпинели и ильменита в магнетите, появлении гипогенного гематита-мартита, более четкой полосчатости железистых кварцитов. На севере центральной части месторождения внедрение интрузий лейкократовых гранитов и пегматитовых жил в толщу железистых кварцитов обусловило появление, помимо названных выше нерудных минералов, калиевых полевых шпатов (микроклин, ортоклаз), вновь образованного крупночешуйчатого гематита и др. Последующий процесс щелочного метасоматоза обусловил выделение зеленого биотита-флогопита, куммингтонита-грюнерита, актинолита, хлорита, карбонатов, магнетита по гематиту и др.

В табл. 1 приведены отмеченные выше особенности. Развитие разных минеральных парагенезисов отражает определенную направленность в эволюции процессов минералообразования на месторождении: с востока на запад от гранулитовой к амфиболитовой фации. В этом направлении происходит смена пироксен-роговообманковые → роговообманково-биотитовые → биотитовые и гранат-биотитовые вмещающие гнейсы [10], а среди железистых кварцитов мы выявили изменения от пироксен-магнетитовых к амфибол-гематит-магнетитовым разностям с развитием обширных ореолов гранитизации, частичного плавления пород и калиевого метасоматоза.

Таблица 1

Особенности проявления минералого-геохимической зональности железистых кварцитов и богатых руд на площади месторождения

Критерии	Зона изменения		
	реликтов гранулитовой фации метаморфизма (IA и IB)	амфиболитовой фации метаморфизма II	контактового мета- морфизма с интен- сивным проявлением щелочного метасома- тоза III
Основные минеральные ассоциации	Магнетит с интенсивными включениями шпинели, пирофанита, пирита, пироксена ( $Px_{25}$ ), роговой обманки <sub>72</sub> , кварца, плагиоклаза <sub>10-20</sub> , граната, биотита <sub>35</sub> , апатита.	Магнетит с редкими включениями ильменита, шпинели, пирофанита, пирита, кварца, гематита с пирофанитом, роговой обманки <sub>66</sub> , биотита <sub>20-43</sub> , калишпата, апатита, циркона, сфена.	Мушкетовит, магнетит, мартит, гематит, кварц, биотит <sub>14-37</sub> , хлорит <sub>72</sub> , куммингтонит <sub>57</sub> , актинолит, карбонаты, апатит, калиевые полевые шпаты.
Признаки преобразования	Пироксены замещаются роговой обманкой. Роговая обманка замещается биотитом.	Магнетит замещается мартитом. Сосюритизация полевых шпатов. Флогопит развивается за счет рудных минералов и полевых шпатов.	Магнетит замещается гематитом. Флогопит обростает магнетитом, замещается тюрингитом и биотитом.
Характер взаимоотношений минералов	Субидiomорфные, реже – пойкилитовые типы сростаний.	Ксеноморфный и пойкилитовый типы сростаний, реже – замещения и мирмекитоподобные.	Ксеноморфные, пойкилитовые замещения со сбрасыванием магнетита и другие весьма сложные типы сростаний.
$Fe_{общ}$ , %	30-32	33-37	35-41
$Fe_{МГТ}$ , %	20-25	15-33	12-30
$Fe_{HM}$ , %	5-7	10-20	15-24
Модуль магнитности $K_M$	0,45-0,85	0,1-0,99	0,1-0,7
Модуль окисленности $K_o$	0,4-0,69	0,5-0,99	0,69-0,99

Коэффициент щелочности	230-351	160-304	82-138
$SiO_2/Fe$	1,41-2,08	0,96-1,31	0,02-1,08
Количество богатых руд		4,6%	16,6%
Качество богатых руд		54,87%	62,64%

На основе разработанной нами [5] минералого-геохимической диаграммы в координатах модулей магнитности ( $K_m = Fe_{\text{мгт}} / Fe_{\text{общ}}$ ) и окисленности [ $K_o = Fe_2O_3 : (FeO + Fe_2O_3)$ ] в толще железистых кварцитов можно выделить серию основных минеральных разновидностей с учетом геохимической обстановки минералообразования и особенностей вещественного состава (рис. 1).

Мы проследили характерную минералого-геохимическую зональность, которая выражается в закономерном переслаивании различных минеральных разновидностей железистых кварцитов. Для рудных тел зоны гранулитовой фации метаморфизма характерно переслаивание от лежащего и всякого боков к центру:

пироксен-магнетитовые → пироксен-роговообманково-магнетитовые → магнетитовые разновидности кварцитов. В зоне амфиболитовой фации прослеживается в том же направлении переслаивание роговообманково-магнетитовых → магнетитовых → гематит-магнетитовых → магнетит-гематитовых и гематитовых кварцитов. В зоне щелочного метасоматоза этот ряд также фиксируется, но в нем исчезают роговообманково-магнетитовые разновидности; вместо роговой обманки появляются куммингтонит и хлорит при существенном возрастании количества гематита. Регрессивный характер развития месторождения от гранулитовой к амфиболитовой фации сопровождается повышением фугитивности кислорода. Это приводит к расширению зоны проявления восстановительной ветви на диаграмме и развитию окислительной ветви с появлением в зоне гипергенеза полуокисленных и окисленных разновидностей кварцита. Анализ эволюционного ряда развития основных минеральных разновидностей железистых кварцитов на диаграмме при переходе от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма отражает минера-логическую "память" толщ в проявлении первичной аутигенно-минералогической зональности.

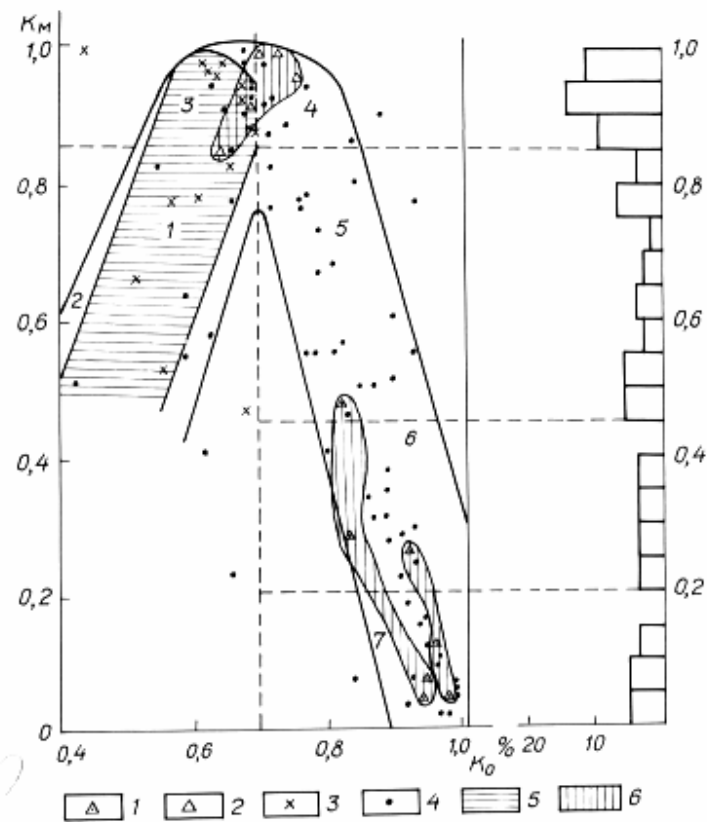


Рис.1. Диаграмма минералого-геохимической зональности железистых кварцитов и богатых железных руд месторождения Итакпе-Хилл

Области распространения железистых кварцитов и богатых руд: 1 – пироксен-амфибол-магнетитовых; 2 – амфибол-магнетитовых; 3-4 – магнетитовых; 5 – гематит-магнетитовых; 6 – магнетит-гематитовых; 7 – гематитовых кварцитов; 8 – весьма богатых руд; 9 – низкокачественных руд; 10 – пробы из зоны гранулитовой фации; 11 – пробы из зоны амфиболитовой фации и щелочного метасоматоза; 12 – зоны гранулитовой фации; 13 – зоны богатых руд.

При переходе от восстановительной к окислительной ветви изменяется ассоциация рудных и нерудных минералов в такой последовательности:

магнетит /пироксены, роговая обманка, бурый биотит, гранаты/ →

магнетит /кварц, роговая обманка (пироксены, биотит)/ →

магнетит и гематит /кварц, куммингтонит-грюнерит, зеленый биотит (хлорит)/ →

гематит (магнетит) /кварц/.

Существенное развитие гематита в кварцитах сопровождается уменьшением количества, вплоть до полного исчезновения, пироксенов и роговой обманки.

Смена фаций метаморфизма предопределяет характер перераспределения рудных компонентов ( $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$ ) на месторождении. Тенденция к возрастанию содержания железа от зоны гранулитовой фации к амфиболитовой и участкам щелочного метасоматоза (см. табл. 1) указывает на то, что, если прогрессивная гранулитовая фация метаморфизма существенно обедняет месторождение железистых кварцитов (вплоть до его уничтожения), то на регрессивном этапе развития амфиболитовой фации в толщах железистых кварцитов мобилизуются новые порции железа и происходит их облагораживание за счет появления гематит-магнетитовых и магнетит-гематитовых разновидностей кварцитов. В зоне гранулитовой фации отсутствуют богатые железные руды, и общее содержание железа в кварцитах находится в пределах 25-30 %; в зоне амфиболитовой фации содержание железа в кварцитах возрастает до 35-37%, появляется до 4,6% богатых железных руд с содержанием железа до 50-52%. В зоне щелочного метасоматоза содержание железа в кварцитах достигает 38-41%, а доля богатых железных руд с содержанием железа 64-67% доходит до 16,6%. Тесная взаимосвязь и согласованность минеральных ассоциаций железистых кварцитов и богатых железных руд позволяет считать происхождение руд результатом особенностей и направленности процессов минералообразования (общий регрессивный характер).

Результаты изучения типоморфизма магнетита, гематита и кварца (главных сквозных минералов) показали соответствие генезиса пород и руд качеству составных минералов.

Различия в морфологии, конституции и свойствах этих минералов говорят о неоднократном изменении физико-химических условий кристаллизации и позволяют проследить характер этих изменений. Выделенным зонам по площади месторождения соответствуют морфогенетические типы магнетита: магнетит-I связан с этапом гранулитовой фации, магнетит-II – с этапом амфиболитовой фации, магнетит-III – с этапом щелочного метасоматоза. Магнетит-I образует вкрапленные полиэдрические агрегаты, сечения индивидов которых, как правило, имеют четыре, пять и шесть сторон (рис. 2, а, б). Они имеют преимущественно трехгранные углы от 120 до +15°, близкие по условиям кристаллизации равновесным [3]. Границы зерен преимущественно ровные. Регрессивная амфиболитовая фация метаморфизма, нарушая условия равновесия, обусловила выделение зерен с извилистыми очертаниями (магнетит-II, затем магнетит-III). Здесь же четко фиксируется переход от идиоморфного к грануломорфному росту индивидов. При этом отмечается возрастание количества метакристаллов за счет захвата зерен кварца в период роста.

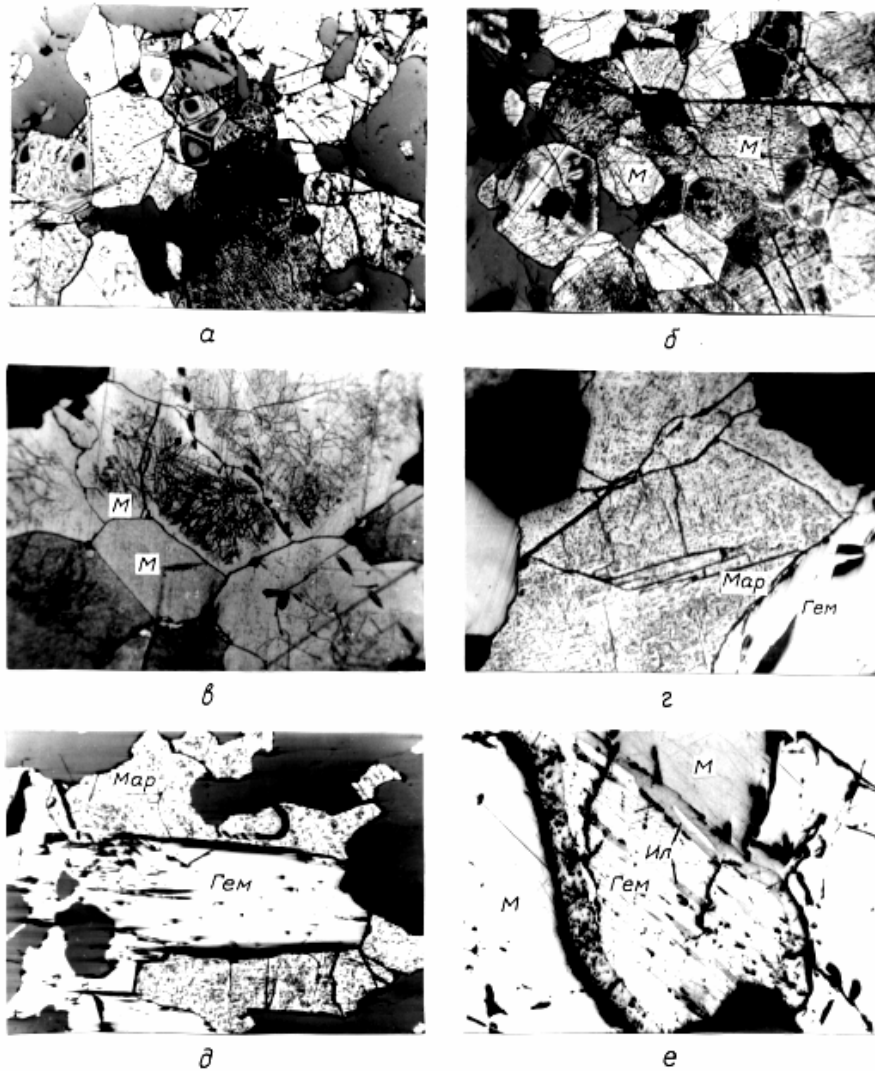


Рис. 2. Морфолого-структурные особенности минералов:

*a, б* – магнетит-I полигональный, зональный, с включениями шпинели и ильменита; *в* – зональность магнетита-II; *г* – спирали роста магнетита-III; *д* – гематит-I и гематит-II; *е* – гематит-II с включениями пирофанита.

Свет отраженный; образцы “*a*”, “*б*”, “*в*” протравлены.

Увеличение: *a, б, г* – 30<sup>x</sup>; *в, е* – 50<sup>x</sup>; *д* – 60<sup>x</sup>.

М – магнетит, Гем – гематит, Мар – маргит, Ил – ильменит.

Анатомия магнетита-I характеризуется зональностью, наряду с секториальностью и сложными скелетными формами. Наличие треугольников травления и

систем трещин в анатомии магнетита-II подчеркивает роль растворов и динамической нагрузки при их кристаллизации [1]. В то же время зональность зерен (микроблоковость центральной части и плотность периферии) свидетельствует об ослаблении стресса к концу кристаллизации (см. рис. 2,б). Роль растворов при выделении магнетита-III заметна по преимущественному растворению кристаллов и направлению оси четвертого порядка. Особенности внутреннего строения генераций магнетита подчеркивают переход от скелетного механизма роста магнетита-I к блоковому (магнетит-II) и спиральному (магнетит-III) (см. рис. 2,з).

Химический состав и внутреннее строение генераций магнетита осложнены наличием продуктов распада твердых растворов. Состав и количество продуктов фиксируется в связи с изменением морфологии магнетита и этапами минералообразования. Шпинель и ильменит характерны для магнетита-I, а пирофанит – для магнетита-II. Их присутствие позволяет предполагать температурный режим выделений магнетита-I в пределах 700-860°C и несколько ниже – для магнетита-III, в котором отсутствуют эти включения. Конечный этап кристаллизации генераций магнетита зафиксирован в изменении температур декрепитации. В итоге это предопределило типоморфные особенности (отражение, микротвердость, термо-ЭДС и др.) каждой генерации магнетита (табл. 2).

Появление значительного количества гематита зависит от общего регрессивного характера развития месторождения, с которым связано увеличение фугитивности кислорода, снижение восстановительных условий среды и др.

Гематит-I (железная слюдка) образует ветвистые агрегаты. Индивиды размером 0,02-1,5 мм встречаются в виде таблитчатых, чешуйчатых и пластинчатых зерен, ориентированных согласно слоистости кварцитов (см. рис. 2,д). Границы между гематитовыми зернами прямые, а на контакте с магнетитом или кварцем – извилистые (признак разного времени их выделения). Анатомия гематита-I иногда присуща окисленным продуктам распада твердых растворов, унаследованным от исходного магнетита [9]. В крупных зернах отмечаются полисинтетические двойники, подчеркивающие роль тектонического напряжения при образовании минерала. В целом формирование гематита-I связано с общим снижением температуры, возрастанием фугитивности кислорода и активным тектоническим режимом.

Гематит-II представлен продуктами распада твердых растворов, плавленной смеси гематита-I, магнетита-I и ильменита. Он вместе с магнетитом-II образует сплошные агрегаты на контакте с пегматитовыми интрузиями; выделяется в виде крупных таблитчатых и пластинчатых зерен размером в среднем 0,46 мм. Границы зерен плавно-извилистые. Внутреннее строение осложнено наличием многочисленных веретенообразных продуктов распада твердых растворов пирофанита, которые в пределах каждого зерна гематита расположены равномерно и однонаправленно (см. рис. 2,е). Края зерен гематита на контакте с магнетитом и нерудными минералами нередко обрамлены полосами пирофанита шириной 10 мкм и более. Кроме того, анатомия зерен гематита-II характеризуется блоковостью различных порядков, свидетельствующей о стесненных условиях его выделений, связи с переплавлением и кристаллизацией при активной роли кислорода.



## Типоморфные особенности магнетита месторождения Итакпе-Хилл

Типоморфные особенности	Магнетит-I (19)	Магнетит-II (23)	Магнетит <sup>1</sup> -III (21)
Минеральная ассоциация	Магнетит с интенсивными включениями шпинели и ильменита, пироксены, роговая обманка, полевые шпаты, кварц, гранат, биотит	Магнетит с включениями небольшого количества ильменита, пирофанита и шпинели, гематит (с пирофанитом), кварц, биотит, флогопит	Магнетит, гематит, калишпаты, кварц, биотит, актинолит, куммингтонит, хло-рит
Преобладающие габитусные формы	{111}+{110}	{111}	{111}+{110}+{100}
Анатомия	Скелеты, футляры, зональность, секториальность	Зональность и микроблочность	Слабо проявлены зональность и дефектность
d, нм	0,8399	0,8396	0,8396
Гранулометрия выделений	<u>0,07-0,93</u> 0,41	<u>0,04-0,85</u> 0,33	<u>0,2-0,55</u> 0,20   <u>0,08-1,5</u> 0,51
Отражение, %	18,87	19,74	20,19
Микротвердость	4708-5879 5600	4411-5580 5100	4650-5160 5180
Термо-э.д.с., мкВ/град	-18,0	-16,5	-17,1
Температура декрепитации, °C	500-560	480-500	220-400
Удельная магнитная восприимчивость, $\chi_{уд} \cdot 10^{-6}$ л, м <sup>3</sup> /кг	140-215	46-65	100
Коэрцитивная сила $H_c \cdot 10^3/4 \pi$	140-215	46-65	100
Точка Кюри, °C	579	584	586
Eh суспензий, мкВ	(-510)-(+72)	(-528)-(-460)	(-205)-(+72)
pH суспензий	7,5-8,4	8,08-8,61	7,7-8,32
Содержание железа в концентрате при 100% класса (-0,074) мм	69,7	70,52	69,8

<sup>1</sup> Характерен также и для богатых метасоматических гематит-маритовых руд.

Гематит-III (мартит) представлен псевдоморфозой гематита по магнетиту. Его выделение связано с процессами щелочного метасоматоза под воздействием постинтрузивных растворов и последующих процессов гипергенеза. Формы и размеры агрегатов зерен мартита подчиняются формам и размерам исходных зерен магнетита. Границы с магнетитом бывают зигзагообразные и зазубренные. Мартит отличается различной пористостью, чешуйчатым расположением вторичного гематита.

Динамика процессов и условия минералообразования на месторождении отразились также на типоморфизме кварца. Кварц-I связан с этапом регионального метаморфизма и наиболее распространен. Он образует изометричные ксеноморфные зерна с извилистыми границами. Размеры индивидов колеблются в широких пределах – от 0,02 до 0,8-1,0 мм, что подчеркивает гетерогенность перекристаллизации кварца при метаморфизме. В конечном итоге в крупных зернах кварца наблюдаются цепочки тончайших включений, подчеркивающих участки бывших границ. Кроме того, крупные зерна кварца-I проявляют волнистое погасание и иногда при механическом воздействии выявляют определенную систему трещин, обусловленных двойникованием по дофинейскому закону. В них отмечаются единичные включения рудных минералов.

Кварц-II связан с процессами щелочного метасоматоза и распространен преимущественно в той же зоне и участках, прилегающих к пегматитовым интрузиям. Он образует правильные, вытянутые по слоистости зерна с извилистыми границами. Зерна в основном свободны от включений, зато часто встречаются мелкие зерна рудных минералов на границах, куда они мигрировали в процессе перекристаллизации кварца. Размеры зерен также изменяются в широких пределах – от 0,02 до 1 мм и более. Микроблоковость крупных индивидов выражена четко. В отличие от кварца-I, перекристаллизация кварца-II происходила при более активном тектоническом режиме. Односторонне направленное давление вызвало развитие слабонапряженных участков зерен за счет сильнонапряженных участков окружающих зерен.

Кварц-III встречается в виде прожилков мощностью 5-10 мм, залегающих согласно слоистости среди железистых кварцитов зоны гранулитовой фации. Выделяются два его типа. Первый, относительно чистый, образует призматические или изометрические зерна размером до 1-2 мм. Ряд его признаков позволяет относить этот кварц ко второму типу параллельно-шестоватых агрегатов [3]. Его кристаллизация происходила, очевидно, в стесненных условиях – в трещине, приоткрывающейся постепенно со скоростью, меньшей, чем скорость роста кристаллов.

Второй тип кварца-III, с интенсивными включениями, образует крупные выделения размером до 3-5 мм, имеющие правильные, вытянутые формы по слоистости и слегка извилистые границы. Образование этого кварца связано с заполнением трещинных полостей избыточным кремнеземом и последующей его кристаллизацией (данные морфолого-структурного анализа).

Исследование типоморфных особенностей кварца также позволило проследить динамику его эволюции. Каждый последующий процесс перекристаллизации приводил к совершенствованию кристаллической структуры минерала (ИКС, термоллюминесценция, микротвердость, параметры элементарной ячейки). С

помощью микроструктурного анализа рассеяния оптических осей кварца были определены относительные температуры образования.

В итоге предлагается схема эволюции морфологии и анатомии магнетита, гематита, кварца (рис. 3), с чем тесно связаны типоморфные особенности минералов – гранулометрия, состав, структура, микротвердость, отражение, термо-э.д.с. и др.

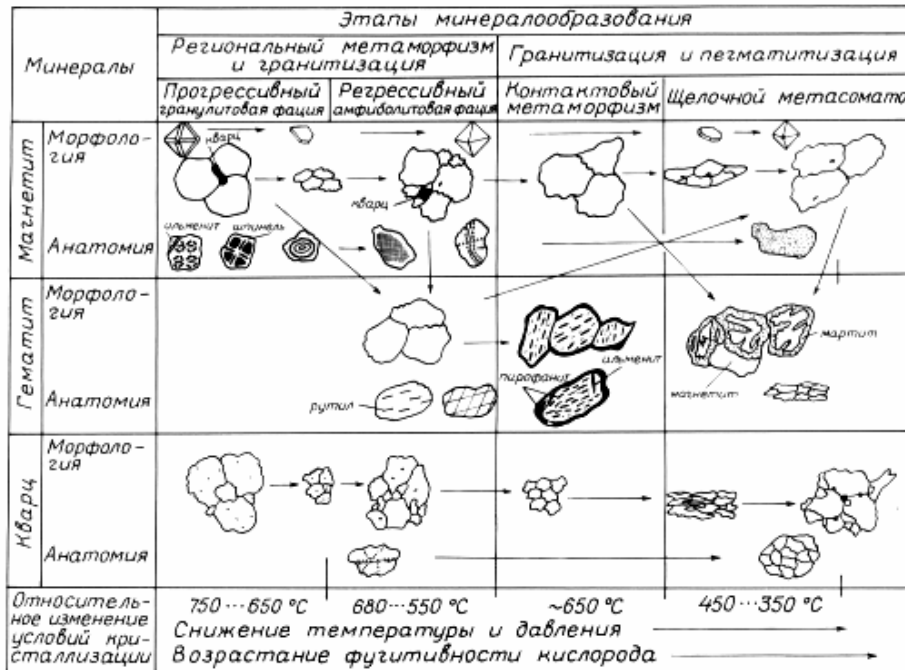


Рис. 3. Схема эволюции морфологии и анатомии главных минералов.

М - магнетит

Типоморфные особенности минералов позволяют фиксировать определенные этапы их развития. Это дает возможность использовать уже имеющиеся теоретические разработки [2, 3, 5 и др.] и обсудить некоторые аспекты минералогенеза железистых кварцитов на разных этапах развития месторождения (P-T-условия, механизм кристаллизации, пере- и рекристаллизации и др.).

Таким образом, использование онтогенического подхода при применении современных методов исследования железистых кварцитов позволило раскрыть особенности вещественного состава и природу генезиса главных минералов. В конечном итоге, приведенные особенности железистых кварцитов могут служить поисковым критерием при дальнейших геологоразведочных работах в районе.

1. *Барабанов А.В., Волошин А.В.* Фигуры естественного травления на кристаллах магнетита из Оленегорского месторождения железистых кварцитов Кольского полуострова // Конституция и свойства минералов. 1974. Вып.8. С.43-45.
2. *Григорьев Д.П.* Онтогенез минералов. Львов, 1961.
3. *Жабин А.Г.* Онтогенез минералов. Агрегаты. М., 1979.
4. *Пирогов Б.И.* Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. М., 1969.
5. *Пирогов Б.И.* Минералогическо-генетические особенности железистых руд и их значение при обогатимости: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. К., 1977.
6. *Пирогов Б.И., Обаси Ч.К.* Особенности зональности железистых кварцитов месторождения Итакпе-Хилл (Рукопись деп. в УкрНИИТИ 10.04.83. № 1030 Ук 89).
7. *Свириденко Л.П.* Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974.
8. *Юшкин Н.П.* Топоминералогия. М., 1982.
9. *Mucke A., Neumann U.* The genesis of the banded iron ore deposits of Itakpe Area Nigeria // Fortschritte der Mineralogie. 1986. 64, N 2.
10. *Olade M.A.* General features of a pre-cambrian iron ore deposit and its environments at Itakpe Ridge, Okene, Nigeria. Trans.Inst. mex. London, 1978.

**В.И.Пирогов, С.К.Обаси**

**ON THE COMPOSITIONAL PECULIARITIES AND ONTOGENY OF  
FERRUGINOUS QUARTZITES OF THE ITAKPE HILL DEPOSIT**

On the basis of geologic-genetic studies using ontogenetic method and mineralogical mapping of the ferruginous quartzites and rich iron ores at Itakpe Hill (Nigeria), the mineral-geochemical zonings were examined on a background of progressive granulite, retrograde amphibolite metamorphic facies and alkaline metasomatism. Three ore-genetic zones have been distinguished, which are differed in mineralogy, internal zoning of ore-bodies, contents of ore components and intensity of metamorphic processes. It was established that in each zone the major ore-forming minerals – magnetite, hematite, quartz – are differed also in morphology, anatomy and typomorphism. The evolution of these typomorphic peculiarities reflects dynamism of mineral formation processes and physical-chemical conditions at all stages of ore formation.

*Стаття надійшла до редколегії 16.11.1994*