

генность минерала связана с появлением фаз Ti—Mn-магнетита продуктов распада твердых растворов (шпинелей), разнообразных включений ильменита, пирита, пирротина и др. Рассматривая в целом типоморфизм, морфологию, конституцию и свойства магнетитов различных железисто-кремнистых формаций докембрия, следует учитывать проявление особенностей аутигенно-минералогической зональности в толщах, характер и глубину процессов метаморфизма на фоне изменения состава сосуществующих минералов (ассоциаций), тектоники, гранитизации и т.д.

ГЕМАТИТ

Гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) — второй по значимости рудный минерал — представлен несколькими морфоструктурными разновидностями гематита и мартитом (псевдоморфозой гематита по магнетиту). Наиболее широко распространен гематит в гематит-магнетитовых и магнетит-гематитовых кварцитах, а также богатых рудах того же состава преимущественно в железисто-кремнисто-сланцевой, менее развит в породах железисто-кремнисто-метабазит-гнейсовой формации. Мартит встречается в богатых и бедных рудах всех формаций, но существенно представлен в гипергенных образованиях.

Структура кристаллов гематита относится к типу корунда ($\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$). Сингония тригональная. Класс симметрии $32/m$. Пространственная группа $D^6 3d-R\bar{3}c$. Параметры элементарной ячейки $a_{rh}=0,540$ нм, $a = 55^\circ 17'$, $a_n=503$ нм, $C_n=1,376$ нм, $Z=6$. Атомы кислорода образуют несколько искаженную гексагональную плотнейшую упаковку, а ионы Fe^{3+} заполняют $2/3$ октаэдрических пустот, лежащих в направлениях $[10\bar{1}0]$. Таким образом, перпендикулярно тройной оси выделяются слои FeO_6 -октаэдров. Октаэдры в слое образуют шестичленные кольца. Слои наложены друг на друга так, что по направлению тройной оси два заселенных октаэдра чередуются с одним незаселенным. Расположение атомов в плоскости (0001) в структуре гематита подобно расположению их в плоскости (111) в магнетите [162].

Морфология и анатомия. Облик кристаллов гематита таблитчатый, пластинчатый, ромбоэдрический, редко — призматический. Весьма разнообразны агрегаты: тонкодисперсные, зернистые, чешуйчатые типа железной слюдки, радиально-лучистые и др. Мартит образует разнообразные структуры замещения магнетита гематитом: решетчатые, петельчатые, пятнистые, краевых каемок, линейные и комбинированные.

По морфологии индивидов и агрегатов собственно гематит подразделяется на три разновидности: тонкодисперсный, зернистый и крупночешуйчатый (табл. 42). Тонкодисперсный гематит концентрируется преимущественно в кварцевых прослоях гематит-магнетитовых кварцитов, где образует совместно с магнетитом вкрапления в зернах кварца. Зернистая разновидность гематита отличается более крупным размером пластинчатых выделений, образующих линзовидные агрегаты. При возрастании степени метаморфизма (при более высоких давлениях и температурах) гематит, как и другие минералы, образует более совершенные кристаллы. В железистых кварцитах фации зеленых сланцев — это преимущественно зернистые и чешуйчатые агрегаты с проявлением пинакоида $\{000\bar{1}\}$ и пинакоида

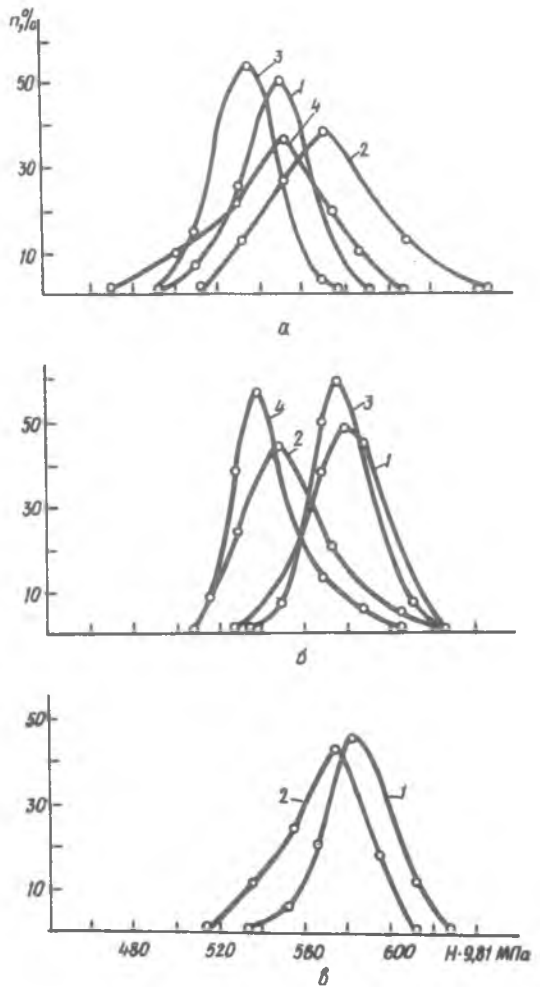


Рис. 12. Вариационные кривые твердости магнетита отдельных минеральных разновидностей железных руд Околовского (а), Стайчельского (б) и Гарсенского (в) месторождений

Таблица 42. Характеристика генетических типов и морфологических различий гематита

Минерал	Морфологические различия	Характеристика
	Тонкодисперсный 0,001–0,01 мм (реже – 0,02 мм)	Ясно кристаллический. Микропластинчатый, игольчатый, кашлевидный; придает слою красный цвет
Собственно гематит (первичный)	Мелкозернистый 0,02 (реже – 0,01) – 1,0 (до 3,00) мм	1 – пластинчатый, чешуйчатый, игольчатый; 2 – ксеноморфный; придает слою синевато-серый цвет
Псевдоморфный гематит-мартит (вторичный)	Крупночешуйчатый (железная слюдка) от 5 мм (реже – 3 мм) до нескольких сантиметров Структуры замещения магнетита: решетчатые и тонкорешетчатые, петельчатые, пятнистые, краевых каемок, линейные, комбинированные	Листоватые и чешуйчатые кристаллы черного цвета с полуметаллическим блеском Псевдоморфозы по магнетиту; придает слою синевато-серый цвет

с ромбоздром $\{10\bar{1}1\}$. С повышением степени метаморфизма существенное развитие получают кристаллы с пинакоидом и двумя ромбоздрами $\{10\bar{1}4\}$ и $\{01\bar{1}2\}$.

Для гематита характерно развитие полисинтетических двойников, в большинстве случаев по плоскостям $\{10\bar{1}1\}$. Существенно развиты в кварцитах, и особенно в альпийских жилах расщепленные по плоскости пинакоида (0001) кристаллы гематита.

Весьма разнообразна микроскульптура граней кристаллов гематита: на (0001) – штриховка по трем направлениям, параллельным ребрам (0001):(1010), треугольные пирамиды нарастания, признаки спирального роста, естественного травления и т.д.

Как показало изучение гранной микроморфологии гематита [106], мелкочешуйчатый гематит железистых кварцитов образовался при антискелетном росте, переходящем при перекристаллизации в скелетный. Последний способствует захвату кварцевых включений в индивиды гематита. В результате деформации в них образуются разнообразные блоки, четко фиксируемые направлением штриховки и выявляемые при травлении. Внутренняя структура минерала характеризуется явлениями неоднородного роста и деформации индивидов.

Крупночешуйчатый гематит концентрируется главным образом в железослюдко-магнетитовых кварцитах. Послойные мономинеральные обособления пластинчатых, слегка изогнутых выделений гематита чередуются с кварцевыми прослоями. Крупные таблички железной слюдки вследствие развития двойников давления характеризуются наличием на поверхности плоскости пинакоида треугольной штриховки, а на плоскости ромбоэдра – параллельной. Крупночешуйчатые, таблитчатые и ланцетовидные образования железной слюдки характерны для метасоматически измененных при щелочном метасоматозе железистых кварцитов, богатых руд и жильных проявлений, причем нередко с четкими формами расщепленного роста. Обычно в метасоматических образованиях кристаллы гематита в 3–5 раз крупнее, чем в метаморфических. Формирование гематита связано с выщелачиванием кварца и наложенными процессами щелочного метасоматоза. При этом в гематите наблюдаются все стадии перехода от скелетных форм к совершенным кристаллическим.

Мартит по размеру, форме и строению зерен резко отличается от собственно гематита. Сохраняя форму зерен магнетита, минерал характеризуется решетчатым, петельчатым или линейным строением, выявляемым в отраженном свете при скрещенных николях. Можно наблюдать последовательные стадии замещения магнетита гематитом. В начальной стадии мартитизации нередко можно видеть ксеноморфные, пятнистые, ветвистые образования гематита в магнетите, свидетельствующие о неоднородном развитии процесса. По мере его усиления среди основной массы вновь образованного гематита сохраняются лишь отдельные реликты магнетита неправильной формы. Довольно часто такие реликты наблюдаются в центральных частях зерен мартитизированного магнетита.

Исследования образцов в различной степени мартитизированного магнетита с помощью растровой электронной микроскопии позволяют в деталях проследить процесс замещения магнетита гематитом. На фото 15, 2 видно, что вторичный гематит образует таблички гексагонального облика, приуроченные к дефектным участкам по типу эпитаксиальных сростаний. Ранее нами [104] было показано, что вначале на сравнительно ровной поверхности магнетита (гранях октаэдра) идет зарождение новой фазы в виде мелких гексагональных кристалликов (размером 0,05–0,15 мкм), или микроглобул и их цепочечных сростков. Затем процесс развивается интенсивней и наблюдаются отдельные сплошные участки, образованные микроглобулярными частицами, укрупняющимися

при дальнейшем процессе собирательной перекристаллизации [104]. Окончательно сформированный агрегат мартита представляет собой серию ориентированных в одном направлении пластинок гематита гексагонального облика, плотно прилегающих друг к другу и напоминающих укладку черепицы на крыше.

На фото 15 зафиксированы разнообразные микроблоковые структуры мартита. На микроблоках четко фиксируются следы растворения, а между ними минеральные включения. Наблюдается процесс мартитизации с несколько иным характером кристаллизации. При замещении магнетита гематитом за счет значительных изменений объема в морфотропном ряду изменений: магнетит → маггемит → гематит и больших деформаций отдельных минеральных зерен (агрегата) происходит растрескивание матрицы магнетита (фото 16). Гематит кристаллизуется в виде реберных пучков по трем направлениям отдельности растрескивания. Затем пучки разрастаются в пластинки и формируется псевдоморфный кристалл — агрегат. Наконец, весьма сложные структуры мартитизации развиваются по ранее деформированным магнетитам (фото 14, e).

Взаимоотношение с минералами. Взаимоотношение гематита с другими минералами в связи с различием генезиса индивидов и агрегатов весьма разнообразно. Тонкодисперсный гематит — сингенетичный — образует идиоморфные включения в кварце нерудных слоев, придавая последним различные оттенки красного цвета. Обычно его количество в таких слоях не превышает 1,5—3 %. При этом характер распределения скоплений гематита может быть различным: в центре кварцевых зерен, в виде линзочек, пятен, выклинивающихся слойков, сгустков, переходящих в более крупные игольчатые и таблитчатые индивиды. Несомненно, это отражает начальные этапы кристаллизации кварца и гематита при метаморфизме.

Мелкозернистый гематит в большинстве случаев образует смешанные слои, создавая субграфические структуры кварца и гематита как свидетельство их совместной кристаллизации, что подтверждается наличием индукционных граней. Появление здесь отдельных индивидов правильной формы свидетельствует о различной скорости кристаллизации гематита и кварца в отдельных участках слоев. Кроме того, скелетный рост гематита способствует захвату многочисленных кварцевых включений, распределение которых нередко подчеркивает скелетный характер роста минерала.

Весьма сложные сростания возникают между гематитом и магнетитом в случае проявления метасоматических процессов и при гипогенной мартитизации магнетита железистых кварцитов фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой. В этом случае избыток железа в псевдоморфозе формирует чешуйчатые агрегаты железной слюдки вокруг кристаллов мартитизированного магнетита (см. фото 13, в).

Нередко в кварцитах резко возрастает содержание железа и проявляются типичные структуры цементации магнетита гематитом. С этим процессом связано формирование метаморфогенных гематит-магнетитовых руд с последующим преобразованием их при гипергенезе. В гематит-магнетитовых рудах рудника им. Ленина (Криворожский бассейн) нами зафиксированы стадии преобразования типичных джеспилитов с мелко- и тонкодисперсным гематитом, мелкозернистым кварцем, магнетитом (мартитом в зоне гипергенеза) в богатые руды в зоне интенсивного катаклаза. Наряду с крупными и чистыми новообразованиями кварца возникают крупные выделения железной слюдки с проявлением типичных полисинтетических двойников напряжения. Стадия метаморфической гематитизации (гипогенной), в том числе и мартитизации, сменяется гипергенной мартитизацией и даже частичным появлением гидроксидов железа.

Следует подчеркнуть, что гипогенный гематит, в том числе и мартит, является типичным образованием железистых кварцитов и богатых руд железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формаций.

Состав и свойства. Химический состав гематитов близок к стехиометрическому $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. В то же время для минерала наиболее типичны примеси (%): Ge — 0,0003—0,0006; Cu — 0,0005—0,004; Ti — 0,001—0,002; V — 0,0005—0,001 и др. Более существенно изменяется химический состав мартитов [86, 107]. Четко просматривается связь состава фракций с минеральным составом руд в связи с цементацией пор мартита различными минеральными смесями. Нередки на мартите за счет развития структур цементации в рудах пленки гематита, карбонатов и кварца. Даже при полной мартитизации магнетита остаются тонкие реликты последнего, а также и мелкие включения кварца, которые были захвачены первичным магнетитом в процессе роста его индивидов. Все эти примеси повлияли на химический состав мартитов, содержание вторичного гематита в них изменяется в пределах от

90 до 97 %. Даже в самых богатых фракциях содержание железа не достигает 70 %, как это характерно для собственно гематита.

Спектральным анализом установлены в мартите (%). Ge — 0,005–0,0067; Mn — 0,009–0,04; Cu — 0,001–0,009; Ni, Ti — следы; Zn (в отдельных фракциях) — 0,003–0,007.

Приведенные данные о химизме гематита подчеркивают возрастание неоднородности минерала в ряду: собственно гематит → мартит. Особенно неоднороден мартит. Все это скажется в изменчивости свойств минерала, особенно технологических.

Физические свойства гематита изменяются в достаточно широких пределах в зависимости от его морфолого-структурных особенностей и различного рода включений. Твердость гематита изменяется в пределах от 7500 до 12 000 МПа: выше на плоскостях ромбоэдра (10 $\bar{1}$ 4) — 10 930–12 000 МПа, чем пинакоида (0001) — 8480–10 570 МПа, что свидетельствует об анизотропии твердости. Наибольшей твердостью характеризуется крупнопластинчатая железная слюдка $H=9860$ МПа, в то время как у мелкозернистого гематита она ниже примерно на 200, а у мартита — почти на 600 МПа. Резкое понижение твердости у мартита определяется его пористостью.

Подобная тенденция наблюдается и при анализе отражательной способности минерала. Спектр отражения железной слюдки практически отвечает спектру эталонного гематита $R=25,5$ %, тогда как даже у наиболее внутренне однородного мартита (без реликтов магнетита) эта величина не превышает 24 %.

Существенно изменяется и величина удельной поверхности гематита: для крупночешуйчатого гематита (фракция 70–40 мкм) — 280 м²/кг; мелкозернистого мартита — 210–720 м²/кг. Удельная поверхность мартита зависит от степени развития мартитизации. Если в тонкодисперсной псевдоморфозе мартита величина удельной поверхности достаточно высокая (350–600 м²/кг — железистые кварциты Скелеватского и Глееватского месторождений Криворожского бассейна), то при уплотнении и перекристаллизации она снижается в 5–7 раз (50–100 м²/кг — мартитовые руды Саксаганского карьера).

Гематит — не идеальный антиферромагнетик. Он обладает слабым остаточным магнетизмом за счет ковалентности связи Fe — O. Ориентация ядер Fe³⁺ согласуется между собой посредством "сверхобменного" взаимодействия Fe — O — Fe. Благодаря некоторой неколлинарности спинов наблюдается слабая спонтанная намагниченность, наложенная на антиферромагнитную упорядоченность [82]. В исследованных нами фракциях удельная магнитная восприимчивость изменяется в пределах: (35–233) $4\pi/10^3$ м³/кг мартита и (14,7–139,3) $4\pi/10^3$ м³/кг собственно гематита.

В связи с уменьшением размера зерен гематита в ряду: железная слюдка → мелкозернистый гематит → тонкодисперсный гематит отмечается закономерное возрастание коэрцитивной силы (H_{CR} изменяется от $1 \cdot 10^3$ до $6 \cdot 10^5$ А/м), магнитной вязкости (S_V — $2,5$ – $4,5 \cdot 10^3$ А/м), а также резкое уменьшение удельной магнитной восприимчивости (χ при $H = 700 \cdot 10^3/4\pi$ А/м изменяется от 65 до $280 \cdot 4\pi/10^9$ м³/кг).

Довольно существенно различаются генетические типы и морфологические разности гематита при исследовании их термомагнитным методом в области положительных, а особенно четко — отрицательных температур. При нагревании регистрируется эндотермический эффект полиморфного превращения α -Fe₂O₃ в β -Fe₂O₃. Для мартита и крупночешуйчатого гематита этот переход наблюдается в пределах от 627 до 638 °С, а у тонкодисперсного и мелкозернистого гематита смещен до 660 °С.

В области отрицательных температур наблюдается переход Морина — из антиферромагнитного состояния в слабое ферромагнитное. Характер и температура перехода гематита зависят от совершенства кристаллической решетки минерала, наличия и характера изоморфных примесей, а также гранулометрии зерен [82]. Отмечается смещение температуры перехода в область более низких температур при переходе от мартита, характер термомагнитных кривых которого отвечает эталонному гематиту, к тонкодисперсному гематиту. При этом у последнего нередко переход Морина не наблюдается.

ГИДРОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА

Гидроксиды железа (гетит, гидрогетит, их смеси и изредка лепидокрокит) широко распространены в зоне гипергенеза (площадные и линейные коры выветривания, разломы) пород и руд железисто-кремнистых формаций. Как правило, это псевдоморфные минералы, развивающиеся по железосодержащим карбонатам (анкериту, сидериту, сидеропле-