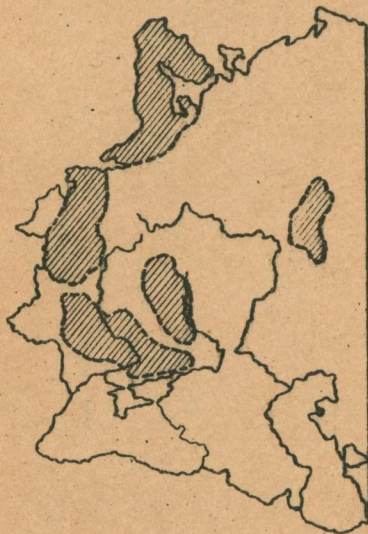


АКАДЕМИЯ НАУК УССР.



ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
САКСАГАНСКОГО ТИПА

ПРЕПРИНТ ИГФМ

КИЕВ-1984

ОРДЕНОВ ЛЕНИНА И ДРУЖБЫ НАРОДОВ АКАДЕМИЯ НАУК УССР

Институт геохимии и физики минералов

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
САКСАГАНСКОГО ТИПА

Препринт ИГФМ - 84

Тубокоуваташашу  
Дмитрию Табуретскому  
от редактора и соавтора  
08.04.85 Кравченко

К и е в - 1984

УДК 550.4:553.31

Геология и геохимия железорудных месторождений саксаганского типа

(Отв. редактор В.М.Кравченко). Киев, Изд. ИГФМ АН УССР, 1984, 54 с.

Освещены значение и задачи исследования уникальных геологических тел - глубинных зон окисления железорудных свит криворожской формации, заключающих залежи богатых остаточных руд саксаганского типа. На примере месторождений Криворожского бассейна и Белозерского района приведены новые сведения о сложной морфологии и неравномерном развитии глубинных зон окисления; развиты прежние представления об эпигенетической минерализации в остаточных рудах и вертикальной зональности их залежей; охарактеризовано поведение в них элементов-примесей; освещены убедительные факты образования окисленных руд из богатых магнетитовых; впервые описаны гидротермально-метаморфические богатые тальк-магнетитовые руды.

Рис. 11. Табл. 6. Библ. 16.

Авторы: А.Г.Батурина, Я.Н.Белявцев, В.И.Ганоцкий,  
И.Г.Голобородько, Я.Э.Дорфман, Ю.М.Епатко,  
О.А.Калиниченко, Е.Н.Кочанов, В.М.Кравченко,  
Р.А.Кравченко, В.А.Липилин, И.Г.Мороз, Е.Е.Полякова

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук А.И.Стрыгин  
кандидат геол.-мин. наук Г.Ф.Гузенко

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	4
ГЛУБИННЫЕ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЯЗАННЫХ С НИМИ БОГАТЫХ РУД В ПРОБЛЕМЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ . . . . .	5
МОРФОЛОГИЯ ГЛУБИННОЙ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА им. К.ЛИБКНЕХТА . . . . .	14
БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА им. К.ЛИБКНЕХТА . . . . .	23
ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО АПАТИТА ИЗ ОСТАТОЧНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА им. К.ЛИБКНЕХТА . . . . .	29
БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА им.КОМИНТЕРНА В КРИВБАССЕ . . . . .	32
БОГАТЫЕ КАРБОНАТ- И ТАЛЬК-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ ЮЖНО-БЕЛОЗЕРСКОГО И ПЕРЕВЕРЗЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ИХ С ДИСПЕРСНОГЕМАТИТ-МАРТИТОВЫМИ РУДАМИ . . . . .	38
О ПОВЕДЕНИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ОКИСЛЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАНЦИТОВ И ОБРАЗОВАНИИ БОГАТЫХ РУД БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА . . . . .	48
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	53

Данный выпуск является третьим в серии, посвященной промежуточным итогам межведомственных исследований по разделу Ю проблемы ЖФД 8I-85 "Железные руды и вопросы их генезиса". Его содержание посвящено геологии и геохимии месторождений богатых остаточных руд саксаганского типа в Криворожском бассейне и Белоозерском районе. Освещены следующие вопросы:

- Я.Н.Белевцев и В.М.Кравченко открывают сборник оценкой значения уникальных по глубине распространения геологических тел - глубинных зон окисления железисто-кремнистых формаций и обосновывают первоочередные задачи их изучения.

- Ю.М.Епатко демонстрирует различия в морфологии таких зон, которые выявляются при раздельном оконтуривании их в каждом стратиграфическом горизонте железорудной свиты синклинали и антиклинальной структур саксаганского рудного поля.

- А.Г.Батурина и О.А.Калиниченко рассматривают эпигенетические ассоциации минералов в остаточных рудах и зональность оруденения на руднике им. К.Либкнехта, оценивая их влияние на качество руд до предельных глубин распространения.

- Я.З.Дорфман, Р.А.Кравченко, И.Г.Мороз решают аналогичные задачи для месторождения рудника им.Коминтерна.

- О.А.Калиниченко, на примере секреторного апатита из остаточных руд, обращает внимание на изменчивость условий эпигенетического минералообразования в глубинных зонах окисления.

- В.М.Кравченко, В.И.Генюцкий, Е.Н.Кочанов, Е.Е.Полякова, И.Г.Голобородько впервые описывают своеобразные тальк-магнетитовые руды в месторождениях Белоозерского района и приводят прямые факты образования дисперсномагнетит-мартитовых руд за счет гипергенного обогащения богатых метаморфических магнетитовых руд, а не железистых кварцитов.

- В.А.Липилин рассматривает поведение микроэлементов на месторождениях Белоозерского района в связи с неодинаковым генезисом остаточных дисперсномагнетит-мартитовых руд.

Рассматриваемые зоны - неременный спутник одной из главных железорудных формаций - месторождений богатых гематитовых руд саксаганского типа. Они представлены сложными по конфигурации массивами окисленных железистых кварцитов и переслаивающихся с ними сланцев внутри крупнейшей - криворожской железоносной формации докембрия. Зоны окисленных пород погружаются на предположительную глубину до 5 км. В их осевой части располагаются рудные столбы - залежи саксаганского типа.

Полнее всего глубинные зоны окисления изучены в Криворожском бассейне благодаря вскрытию шахтами до глубины 1100, а отдельными скважинами - 2500 м от земной поверхности. Аналогичные образования развиты в Кременчугском и Белоозерском районах Украинского щита, а также в железорудной провинции Верхнего Озера на Канадском щите.

До последнего времени главное внимание исследователей было сосредоточено на небольшой по объему части обсуждаемых зон - залежах богатых руд. В целом же они рассматривались эпизодически и последовательно не изучены. Ныне практическое и общегеологическое значение глубинных зон окисления резко возросло по ряду причин, которые наиболее очевидны на примере Криворожского бассейна, где высокими темпами растут потребности расширения железорудной базы ГОКов и подземных рудников.

В течение 20-ти последних лет они удовлетворялись вовлечением в эксплуатацию месторождений магнетитовых кварцитов. В итоге концентрация горных работ достигла предела и возникла острая проблема дальнейшего обеспечения действующих предприятий новыми запасами железных руд. Однако возможности их прироста на площади бассейна фактически исчерпаны. Решить задачу увеличением добычи богатых руд на глубоких горизонтах невозможно из-за сокращения рудных площадей. К тому же качество богатых руд на глубине уже не удовлетворяет современные требования промышленности.

В этих условиях признано, что одним из перспективных направлений расширения железорудной базы бассейна является вовлечение в эксплуатацию наиболее богатой части огромных массивов окисленных железистых кварцитов, которые окружают залежи богатых руд. Но это не реально без предварительного решения ряда общегеологических геоло-

горазведочных, технологических и горнотехнических задач.

Заметим, что развитие данного направления несколько не умаляет самостоятельной ценности богатого оруденения саксаганского типа, которое было и остается главным источником производства дефицитных мартемовских руд, практически отсутствующих в месторождениях площадной коры выветривания КМА.

Наряду с отмеченным, резко возросшим практическим значением глубинных зон окисления, все более привлекает внимание их роль в качестве уникальных геологических объектов, которые выделяются совершенно необычной глубиной распространения гипергенных процессов. Данное явление побуждает во-многом пересмотреть сложившиеся научные представления о масштабах и условиях гипергенного минералообразования.

При этом следует признать, что уровень наших знаний о рассматриваемых зонах существенно отстает от современных практических потребностей и не может обеспечить ответы на множество вопросов, которые составляют научную основу прогнозирования важнейших геологических особенностей и свойств по-сути нового типа железных руд в границах действующих шахт. Остаются также неясными или спорными принципиальные стороны генезиса обсуждаемых уникальных геологических тел, которые многими принимаются за эндогенные образования. В связи с этим остановимся на важнейших направлениях и задачах изучения глубинных зон окисления и сопутствующих им месторождений богатых руд.

Среди них прежде всего обращают внимание неисследованные глобальные закономерности распространения рассматриваемых зон, а также региональные факторы их контроля в пределах бассейнов развития криворожской железоносной формации. По этому поводу лишь констатируется факт присутствия глубинных зон окисления на Украинском и Канадском щитах. Причины же их отсутствия в других аналогичных железорудных провинциях нигде не обсуждаются. В то же время поразительное сходство геологии регионов распространения криворожской формации побуждает к поиску развитых в таких зонах новых месторождений богатых руд, так как трудно думать, что породившие их причины являются исключительными только для провинций Украинского щита и Верхнего Озера.

Несколько лучше выглядит изученность геологии глубинных зон окисления в давно определенных полях их развития — Криворожском бассейне, Кременчугском и Белозерском районах, а также в районах Айрон Ривер—Кристалл-Фелс и Куона провинции Верхнего Озера. Однако

подлинные масштабы, морфология, внутреннее строение, изменчивость с глубиной и структурные факторы контроля обсуждаемых зон в целом изучены только в первом приближении и несравненно уступают изученности своих внутренних частей, где локализованы залежи богатых руд.

В этой связи первостепенное значение приобретает оконтуривание и раздельное изучение морфологии и структурного контроля внутренних подзон окисленных массивов пород — в самостоятельных границах раздела окисленных, выщелоченных и преобразованных эпигенетической цементацией железистых кварцитов, сланцев и богатых руд, которые далеко не совпадают с условными контурами рудных столбов и по-разному ведут себя в синклинали и антиклинали структурных железорудной свиты, а также в ее конкретных стратиграфических горизонтах.

Аналогичным образом обстоит дело с классификацией природных типов и разновидностей окисленных железистых кварцитов и сланцев в зависимости от различий в исходном минералогическом составе неокисленных пород, степени их метаморфизма, эндогенных метасоматических и гипергенных преобразований.

Судя по определенившейся в последние десятилетия большой неоднородности богатых руд, окисленные бедные руды должны обладать не меньшим количеством разновидностей. Их появление обусловлено главным образом неодинаковым сочетанием основных процессов гипергенного минералообразования — только окисления и гидратации, их совокупности с выщелачиванием кварца, либо заключительным наложением цементации эпигенетическими минералами выщелоченных пород и руд.

К сожалению, десятки тысяч накопившихся химических анализов и определений минерального состава и физико-механических свойств окисленных пород в лучшем случае привязаны всего к двум крайне неоднородным по своим свойствам группам пород — железистым кварцитам и сланцам, но они не подразделены даже по основным разновидностям. В итоге все попытки статистической обработки этих ценных материалов обычно устанавливают крупный разброс количественных значений изучаемых свойств, но они не в состоянии выявить строгих закономерностей, которые можно использовать в практических целях — для поисков, геофизического моделирования, прогнозирования горнотехнических условий и т.п.

В подразделении окисленных пород на природные типы и разновидности пока сделаны только первые шаги. Ныне главная задача данного направления состоит в дифференцированном изучении веществ-

ного состава и физико-механических свойств окисленных пород по их разновидности, а также в соответствующем разделении имеющих-ся крупных числовых массивов таких свойств по названному принципу.

При этом, наряду с традиционными свойствами (удельный и объемный вес, общая пористость, магнитная восприимчивость, крепость), предстоит обратить внимание и на мало изученные особенности — проницаемость, упругость, электропроводимость, остаточную намагниченность и ориентировку ее вектора, наконец, — электрохимические свойства пород и руд, которые привлекли достойное внимание лишь в последние годы. Все они крайне важны для практического использования и генетических построений.

Яркий пример открытия электрохимического эффекта в окисляющихся железистых кварцитах [ 15 ] показывает, что обязательным условием накопления новых количественных показателей является учет главной особенности пород железорудной формации — их слоистости и микрослоистости, которая явно недооценивалась. Для этой цели измерения должны проводиться с неизменным указанием ориентировки показателей изучаемых свойств относительно слоистости и не только по породе в целом, но и по ее отдельным слоям разного минерального состава.

Особое место в изучении окисленных пород занимает исследование морфологии, внутреннего строения и контактовых взаимоотношений минеральных агрегатов в неодинаковых по составу сростках и слоях, — вообще любых особенностей их онтогении, поскольку именно они определяют показатели обогатимости нового железорудного сырья и раскрывают важные генетические вопросы.

Следующим направлением изучения глубинных зон окисления является исследование их внутренней неоднородности — результата последовательного наложения метаморфизма и гипергенеза на ритмично-слоистую первично-осадочную толщу железистых кварцитов и сланцев. Ведущую роль играет гипергенная зональность, которая выражается в приблизительно концентрическом строении уходящих на глубину зон окисления [ 8, 12 ]: внешнюю их часть и подавляющий объем занимают плотные окисленные, иногда гидратизированные породы подзоны собственно окисления; во внутренней части располагаются пористые богатые руды и выщелоченные, нередко маршелизированные, железистые кварциты подзоны выщелачивания; наконец, часть последней занимает подзона цементации пористых руд и пород эпигенетическим кварцем, силикатами и другими минералами.

К настоящему времени относительно хорошо изучена горизонтальная и вертикальная зональность вещественного состава части подзон выщелачивания и цементации, но только в контурах залежей богатых руд. Закономерности изменения вещественного состава пород в главной по объему подзоне окисления, а следовательно и зональность окисленных массивов в целом практически не исследована.

Поэтому в познании морфологии и особенно геохимии окисленных пород первоочередным представляется вопрос о балансе основных химических компонентов ( $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $S$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ) и микроэлементов между неокисленными породами и развивающимися среди них подзонами окисления, выщелачивания и цементации. Без его решения невозможно построить количественную модель гипергенного минералообразования и обоснованно прогнозировать на глубину изменчивость качества богатых и бедных руд.

Наряду с исследованием основополагающего геохимического баланса, в решении спорного вопроса об эндогенном или гипергенном происхождении глубинных зон окисления большую роль может сыграть выявление возможных признаков обмена стабильных изотопов кислорода, углерода, водорода и серы между парами сопряженных по химическому составу первичных и новообразованных минералов в железистых кварцитах и богатых рудах: магнетит-мартит, сидероплезит-дисперсный гематит, микрогранобластовый-пойкилитовый кварц, сидероплезит-эпигенетические карбонаты, метаморфогенные пирит и апатит — цементационные разновидности этих минералов. Немалую помощь в его решении призваны оказать и термобарогеохимические исследования новообразованных в зоне окисления минералов, которые следует изучать на всем доступном интервале глубин 500–2500 м — в первую очередь для выявления вертикальной зональности эпигенетического минералообразования.

Среди иных вопросов генезиса глубинных зон окисления большое место занимают теоретические основы поисков месторождений богатых руд и прогнозирования качества и обогатимости нового железорудного сырья — окисленных железистых кварцитов.

В их числе первоочередным представляется уточнение времени возникновения рассматриваемых зон и эпох активизации водообмена в них, что возможно установить с помощью абсолютного возраста даек диабазов, пересекающих залежи остаточных руд в "живорожном бассейне, и относительного возраста растительных остатков (микроспоры, грибы, водоросли), вымытых с поверхности в окисленные породы и руды. Необычайная глубина проникновения таких частиц наземного происхожде-

ния (более 2300 м) позволяет привлекать палинологический метод не только к выяснению источника и времени инфильтрации преобразующих растворов, но и к реконструкции палеогидрогеологического режима и путей их миграции.

Среди других генетических вопросов наибольшие затруднения вызывает реконструкция палеоморфологических и региональных структурных условий, способствовавших необычайной глубине и протяженным на десятки и сотни километров расстояниям продвижения подземных вод, которые вызвали окисление железорудной толщи. Пока эти стороны гидродинамического контроля преобразующих процессов решаются по косвенным соображениям и потому особое значение приобретает поиски методических приемов и убедительных критериев решения данных вопросов.

Отмеченное выше открытие электрохимического эффекта в окисляющихся железистых кварцитах убедительно доказывает огромное значение естественных физических полей (электрических, магнитных, вероятно и других) в формировании обсуждаемых зон, которое ранее только предполагалось. На этом примере стало ясно, что без их участия уже невозможно квалифицированно объяснить главные процессы преобразования железистых кварцитов — мартитизацию магнетита и интенсивное выщелачивание кварца. Поэтому наряду с теоретическим анализом физико-химической сущности названного явления, особую роль приобретают натурные наблюдения pH — E режима и гидрохимии рудничных подземных вод на границах неокисленных пород с окисленными и между подзонами окисления, выщелачивания и цементации.

Наконец, не утратила своего значения и необходимость дальнейшей разработки таких принципиальных сторон генезиса богатых остаточных руд, как более полное обоснование их возникновения из метаморфических магнетитовых руд, а не железистых кварцитов; изменение физических и иных свойств, особенно пористости, под влиянием литостатического сжатия и эпигенетического тектонического воздействия; разделение конвергентных признаков богатых руд саксаганского и белгородского типов, выяснение конкретных факторов образования мартеновских руд и другие вопросы, без которых невозможно создание современной модели гипергенного минералообразования в глубинных зонах окисления.

Одновременно с перечисленными направлениями исследований привлекают внимание и собственно прикладные области применения ожидаемых научных результатов. В их числе давняя проблема поисков эффективной технологии обогащения окисленных (мартитизированных) руд.

Достигнутые в этом успехи обжиг-магнитного обогащения очевидны. Однако, в условиях бурно нарастающего объема перерабатываемых окисленных руд, их нельзя считать удовлетворительными вследствие высокой энергоемкости разработанной схемы обогащения. Назрела острая необходимость ее замены принципиально новой, более экономичной и совершенной технологией. Возможность такой замены стала более реальной благодаря последовательному накоплению в основном трех геолого-минералогических факторов — предпосылок разработки новой технологии обогащения окисленных руд.

Все три явления обусловлены электрохимическими процессами гипергенного преобразования железистых кварцитов, которые протекают в естественных условиях за счет асортонной электромагнитной энергии этих пород [15]. Первое явление — мартитизация магнетита; второе — сопутствующее ей растворение и выщелачивание кварца, которое вызывает интенсивную дезинтеграцию прочнейших сростков магнетита и мартита с кварцем; третье — малоизвестное, но широко распространенное в площадной коре выветривания КМА явление восстановления мартита в магнетит в зонах эпигенетической сидеритизации окисленных руд.

Рассматривая все три явления совместно, важно подчеркнуть, что они ярко выражены не только в глубинных зонах окисления, где температура минералообразования повышена до 100–150°C и более, но гораздо шире развиты в площадной коре выветривания, например, бассейне КМА, — т.е. в нормальных термодинамических условиях земной поверхности. При этом возможность энергичного проявления обсуждаемых явлений в современных природных условиях убедительно доказана В.Г.Борисенко, Л.Г.Прожогиним с сотрудниками<sup>х)</sup> на примере интенсивной и полной дезинтеграции сростков магнетита с кварцем в отвальных хвостах ГОКов Кривбаса, позволяющей вести повторное обогащение хвостов без дополнительного измельчения.

Из названных фактов следует, что восстановление мартита в магнетит и освобождение его из сростков с кварцем можно осуществлять без особых затрат тепловой и механической энергии — за счет энергии электрохимических реакций между комплексом минералов железистых кварцитов и компонентами природных вод, просачивающихся через магнетитсодержащие микрослоистые породы. Именно эти процессы после их глубокого теоретического освоения и инженерного воплощения в практике обогащения, могут послужить основой экономичной по энергоемкости технологии обогащения окисленных руд.

<sup>х)</sup> Устное сообщение.

Второе практическое направление исследований посвящено усовершенствованию методики поисков месторождений богатых руд саксаганского типа в новых для него железорудных провинциях, а также прогнозирования их на глубину в районах действующих горнодобывающих предприятий.

Необходимость развития такого направления продиктована двумя особыми обстоятельствами: 1) отмеченной выше существенной долей дефицитных маргеновских руд, извлекаемых из рассматриваемых месторождений; 2) большей доступностью шахтному способу добычи крутопадающих тел саксаганского типа оруденения, чем плащобразных залежей полурыхлых остаточных руд бассейна КМА, которые залегают под мощным покровом неустойчивых и сильно обводненных осадочных пород. Оба довода подкрепляются общим требованием познания возможных ресурсов железорудного сырья в бассейне КМА.

Основополагающим звеном повышения эффективности методов поисков и прогнозирования представляется дальнейшая разработка системы поисковых критериев саксаганского типа оруденения. Для этой цели следует осуществить более четкое разделение конвергентных особенностей геологии железорудных формаций саксаганского и белгородского типов, выделить среди них наиболее очевидные признаки различия обеих формаций.

Однako главным в решении поставленной задачи следует считать принципиально новый подход к ней — разработку количественных поисковых критериев на базе существующих, но недостаточно эффективных качественных. В итоге должна быть создана математическая модель месторождений саксаганского типа, поддающаяся прогнозированию с помощью ЭВМ.

Основой предполагаемого подхода должно послужить использование метода "распознавания образов", наиболее оправдавшего себя в решении аналогичных геологических задач. Для его успешной реализации на первом этапе необходимо разделить существующие качественные поисковые критерии (формационный, структурно-тектонические, метаморфогенный, гипергенный и другие) по рангам проявления — на глобальные, региональные, проявляющиеся в границах железорудных провинций, и локальные трех уровней — действующие в контурах рудных полей, отдельных месторождений и залежей.

Такое подразделение вводит первую количественную меру относительной роли каждого критерия в границах нервноценных площадей. В то же время оно логически соответствует неодинаковым задачам главных стадий геологоразведочного процесса — прогнозирования в преде-

лах провинций, поисков в контурах рудных полей, разведки в границах месторождений, оценки перспектив развития на глубину отдельных залежей при эксплуатации.

Последняя стадия исключительно важна для восполнения запасов действующих рудников Криворожского бассейна и особенно Белозарского района, где вполне вероятно выклинивание залежей богатых руд на глубине 2–2,5 км. В ее решении действительную помощь должны оказать исследования вертикальной зональности не только вещественного состава рудных тел и окружающих глубинных зон окисления, но и практически неисследованной структурной зональности оруденения.

Только на этой базе возможна оценка глубины эрозийного среза недостаточно изученных районов и месторождений по сравнению с эталонными. Критериями подобной оценки могут послужить ассоциации эпигенетических минералов в остаточных рудах, величина их общей пористости, ТЭДС и температура образования рудных и эпигенетических нерудных минералов, а также другие, еще не определившиеся критерии.

В решении затронутых вопросов ключевую позицию, роль бесценного эталона для сравнений занимает Криворожский бассейн, который резко выделяется среди других аналогичных районов максимальной изученностью, равномерным вскрытием горными выработками и разведочными скважинами в уникальном диапазоне глубин (2500 м), максимальным развитием глубинных зон окисления, наличием шести неодинаковых в геологическом отношении месторождений богатых остаточных руд.

В этой связи именно ему следует уделить главное внимание в разработке перечисленных направлений исследования глубинных зон окисления. Свообразные месторождения других районов — Галещинское, Переверзевское и Южно-Белозарское призваны сыграть вспомогательную роль. Успешное разрешение поставленных задач позволит приступить к планомерным теоретически обоснованным поискам новых месторождений саксаганского типа в бассейне КМА.

Таким образом, изучение глубинных зон окисления железосодной формации криворожского типа представляет собой вполне самостоятельный раздел сложной проблемы железорудных формаций докембрия [5], объединяющий широкий комплекс общегеологических и практических вопросов, которые требуют скорейшего разрешения.



МОРФОЛОГИЯ ГЛУБИННОЙ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ  
РУДНИКА им. К. ЛИБКНЕХТА

Месторождение богатых железных руд рудника им. К. Либкнехта граничит на юге с рудником им. Кирова, с севера - с рудником им. Коминтерна. Длина горного отвода составляет 3,8 км, ширина - 3,3 км, площадь - 12,1 км<sup>2</sup>. Не останавливаясь на общеизвестных данных по геологическому строению месторождения [1, 16], мы изложим особенности развития процессов окисления пород саксаганской свиты.

На месторождении рудника им. К. Либкнехта развита площадная кора выветривания и глубинная зона окисления [2, 3, 4]. Площадная кора выветривания имеет повсеместное развитие и фиксируется многочисленными скважинами на территории всего месторождения. Гипергенные изменения метаморфических пород наблюдаются во всех свитах криворожской серии. Глубина развития площадной коры выветривания изменяется в широких пределах: в сланцевых горизонтах от 5-7 до 90-100 м, в железистых горизонтах от 10-15 до 200 м. Глубина развития процессов выветривания обусловлена литологическим составом, текстурными и структурными особенностями пород, а также зависит от их тектонической подготовки.

Площадная кора выветривания четко выделяется на первом, втором, третьем и четвертом железистых и сланцевых горизонтах как синклинали, так и антиклинали структур. На остальных горизонтах Саксаганской полосы площадная кора выветривания носит вторичный, наложенный характер по отношению к уже ранее измененным породам глубинной зоны окисления. Выделение площадной коры выветривания в этом случае носит условный характер, так как процессы минералообразования в площадных корках выветривания и глубинных зонах окисления во многом сходны.

Площадная кора выветривания синклинали структуры. Площадная зона окисления первого железистого горизонта в южной части месторождения достигает 70-80 м, в центральной - 130-170 м, в северной составляет не менее 50-60 м (рис. 1). Второй железистый горизонт изменен гипергенными процессами на значительно большую глубину. Зона окисления в среднем достигает 200 м. В южной и северной частях

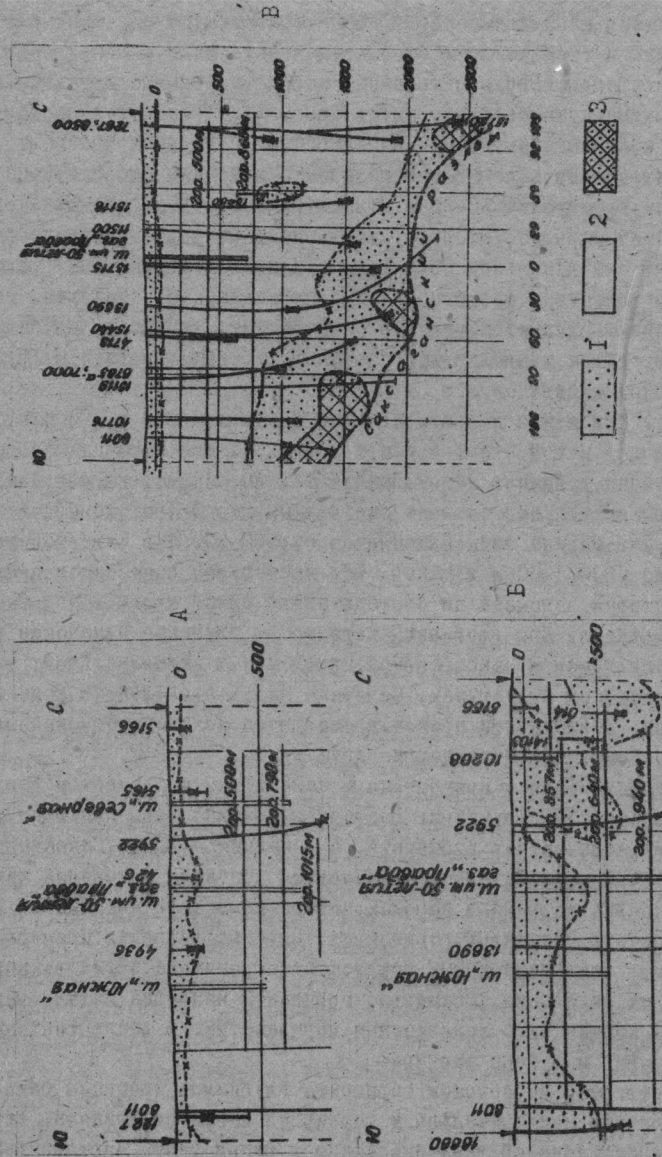


Рис. 1. Продольная вертикальная проекция зоны окисления первого /А/, второго /Б/ и четвертого /В/ железистых горизонтов синклинали структура месторождения им. К. Либкнехта.  
I - окисленные железистые кварциты; 2 - неокисленные железистые кварциты; 3 - богатые гематитовые руды.

месторождения окисленные породы были отмечены на глубинах 500–600 м. Нижняя граница зоны окисления имеет сложную, заливообразную конфигурацию. Среди окисленных пород встречаются участки неизмененных магнетитовых кварцитов (рис. I). Третий железистый горизонт изменен гипергенными процессами до глубины 50–100 м. Породы четвертого железистого горизонта изменены гипергенными процессами на глубину 70–90 м от поверхности. В площадной коре выветривания первого, второго, третьего и четвертого железистых горизонтов синклинали структуры рудных залежей не обнаружено. На породах пятого и шестого железистых горизонтов площадная кора выветривания выделяется условно и достигает, вероятно, глубины 450–550 м, о чем можно судить по распространению гетита и других гидроокисных минералов.

Глубинная зона окисления синклинали структуры. На юге Саксаганской полосы в районе рудников им. К.Либкнехта, им.Кирова, им.Дзержинского расположена глубинная зона окисленных пород протяженностью около 10 км. Ширина зоны изменяется от 500–600 м в северной ее части и до 1000–1200 м в южной. Это наибольшая зона окисленных пород, которая занимает по площади около одной трети всего Саксаганского района. Для этой зоны характерно глубокое изменение метаморфических пород саксаганской свиты как в синклинали, так и в антиклинали структурах. Северная часть этой зоны в районе рудника им. К.Либкнехта представлена двумя полосами окисленных пород, расположенными параллельно друг другу.

Восточная полоса приурочена к железистым и сланцевым горизонтам синклинали структуры. Восточная граница зоны проходит по четвертому железистому горизонту, а западная – вдоль Саксаганского надвига. В пределах восточной полосы процессы окисления наиболее интенсивно развиты в породах пятого и шестого железистых и пятого и шестого сланцевых горизонтов. Глубина развития процессов окисления в этих железистых горизонтах ограничена естественной глубиной их залегания. Сланцевые горизонты наиболее интенсивно изменены на контактах с железистыми горизонтами, в зонах тектонических нарушений и в зоне шарнира.

В четвертом железистом горизонте глубинные процессы окисления приурочены исключительно к шарнирной части синклинали. Верхняя граница глубинной зоны окисления в южной части месторождения установлена скважинами на глубине 800–850 м, в средней части – на 1250 м, затем она резко погружается, и в северной части месторождения

ее верхнюю границу мы условно проводим на глубине 2000 м. Нижняя граница зоны окисления распространяется до предельной глубины залегания пород и приурочена к узлам поперечной складчатости пород и к шарнирной части Саксаганской синклинали (рис. I). В глубинной зоне окисления пород четвертого железистого горизонта ряд скважин на различных глубинах дал подсечение руд с высоким содержанием железа и большими мощностями. Мощность руд достигает 60–100 м, а содержание железа – 58–59%. Руды, преимущественно, гетит-гематитового состава.

Глубинные процессы окисления пород четвертого сланцевого горизонта распространены в южной части месторождения на контакте с рудами четвертого железистого горизонта. Окисление сланцев проявляется неравномерно, чаще всего в виде затеков и пятен различной формы и размеров. Наиболее интенсивно они изменены в висячем боку горизонта. К зоне окисления четвертого сланцевого горизонта приурочены богатые железные руды каолинит-гетит-гематитового состава с останцами неоруденных сланцев. Мощность руды достигает 20 м, а содержание железа – 48–49%. Руды четвертого сланцевого горизонта окаймляют шарнирную залежь и встречаются в интервале глубин 1435–1775 м.

Породы пятого сланцевого горизонта на месторождении им. К. Либкнехта изменены процессами окисления неравномерно, местами затрагивая 10–15% горизонта. Неизмененные сланцы, преимущественно биотит-амфиболового состава, с кристаллами магнетита. Окисленные породы представлены гетит-гематитовыми сланцами. Глубина развития процессов окисления пород пятого сланцевого горизонта превышает 2000 м. Наиболее интенсивно развиты процессы окисления на глубинах более 900 м в южной и центральной частях месторождения. На этом участке в интервале глубин 1100–1315 м породы пятого сланцевого горизонта оруденевают. Руды этого горизонта представляют собой оторочку основной рудной залежи "Основная № 95" пятого железистого горизонта. Руды гетит-гематитового и каолинит-гетит-гематитового составов. Содержание железа в рудах изменяется от 46 до 57% и, в среднем, составляет 52–53%. Мощность рудных тел изменяется от 2 до 20 м, достигая в шарнирной части пятого сланцевого горизонта 50 м.

Из всех железистых и сланцевых горизонтов саксаганской свиты глубинная зона окисления наиболее интенсивно развита в породах пятого железистого горизонта. Последний в основном сложен тонкослоистыми маритовыми и железнослюдно-маритовыми джеспилитами. Поро-

ды пятого железистого горизонта почти полностью окислены как по простиранию, так и по падению. Глубина развития процессов окисления ограничена глубиной погружения шарнира пятого железистого горизонта. Исключение составляет северная часть месторождения, где в интервале глубин 500–2000 м породы горизонта представлены магнетитовыми кварцитами и джеспилитами (рис. 2).

Особенностью пятого железистого горизонта является то, что, по сравнению с другими железистыми горизонтами, породы, его слагающие, наиболее богаты железом (в среднем  $\approx 40\%$  железа общего). На месторождении среди джеспилитов пятого железистого горизонта расположена наиболее крупная залежь "Основная № 95", с которой связано более 90% всех запасов рудника. Преобладают руды мартитового состава.

Шестой роговиково-сланцевый горизонт сложен гетит-гематитовыми роговиками с кристаллами мартита. Породы этого горизонта почти повсеместно окислены. Неокисленные разности встречены только в северной части месторождения на глубинах 400–1500 м, где они представлены карбонат-хлорит-амфиболовыми кварцитами с кристаллами магнетита. Местами породы шестого сланцевого горизонта оруденевет. Руды залегают на контакте с залежами пятого и шестого железистых горизонтов.

Глубинные процессы окисления пород шестого железистого горизонта развиты значительно слабее, чем в пятом железистом горизонте. Шестой железистый горизонт сложен, в основном, мартитовыми кварцитами. Неокисленные разности пород встречены только в северной части месторождения на глубинах от 500 до 1800 метров и представлены магнетитовыми, хлорит-амфибол-магнетитовыми и магнетит-карбонат-амфиболовыми кварцитами. С зоной окисления шестого железистого горизонта связано образование залежей богатых железных руд. Самой крупной из них является залежь "Параллельная карьера № 2" (рис. 2). Руды мартитового, реже железослюдко-мартитового состава.

Седьмой сланцевый горизонт изменен процессами окисления крайне неравномерно. Породы горизонта представлены гетит-гематит-мартитовыми, мартитовыми и амфибол-карбонат-магнетитовыми кварцитами. Закономерности развития процессов окисления в седьмом сланцевом и железистом горизонтах в настоящее время не ясны.

Площадная кора выветривания и глубинная зона окисления пород антиклинальной структуры. Западная полоса окис-

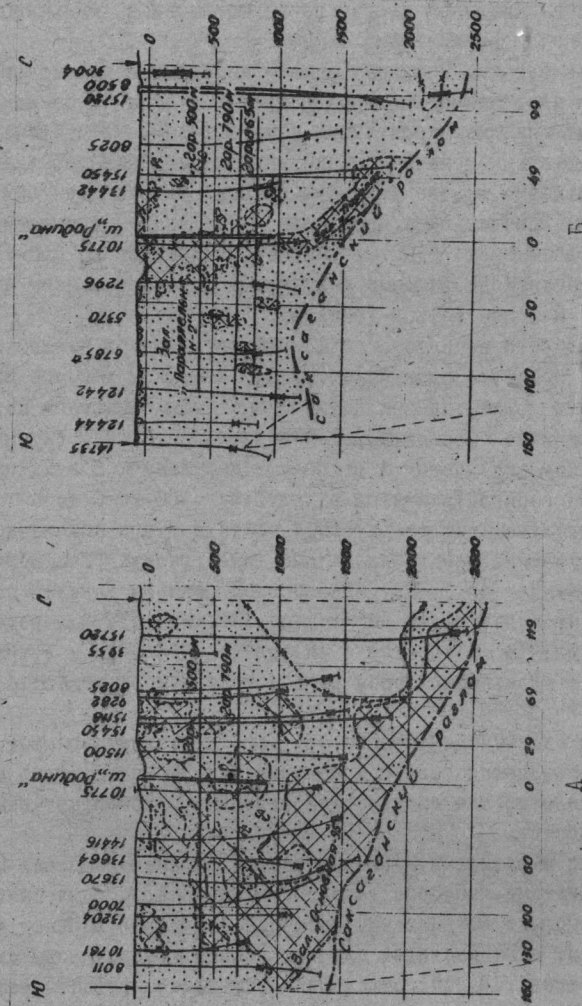


Рис. 2. Продольная вертикальная проекция зоны окисления пятого /А/ и шестого /Б/ железистых горизонтов (синклиальная структура) месторождения им. К. Дибикхета. Условные обозначения приведены на рис. 1.

ленных пород охватывает железистые и сланцевые горизонты, расположенные в антиклинальной структуре месторождения, и приконтатную полосу пород гданцевской свиты.

Первый железистый горизонт сложен карбонат-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами, которые в пределах зоны окисления представлены гетит-гематит-мартиновыми и мартиновыми кварцитами. Граница распространения зоны окисления неровная, заливообразная, резко погружающаяся на значительную глубину в зонах тектонических нарушений. В северной и центральной частях месторождений зона окисления достигает 70–90 м, в южной понижается до 150–170 м, а в зоне Саксаганского разлома окисленные породы отмечены на глубинах до 1000 и более метров (рис. 3).

Породы второго и первого железистых горизонтов сходны по литологическому составу. Однако железистые кварциты второго железистого горизонта более тонкопослабчатые. Процессы окисления пород второго железистого горизонта развиты на значительную глубину лишь на участках складчатых и разрывных нарушений. В этих случаях зона окисления распространяется на глубину 1500–2000 м. К окисленным кварцитам гематит-мартинового состава второго железистого горизонта приурочены небольшие рудные тела (запасы "Геофизическая", "Юбилейная" и др.). Глубина распространения залежей не превышает 600 м от поверхности. По данным скважины 13690, среди мартинов-железослюдковых кварцитов в интервале 1828–1835 м встречена богатая мартинов-железослюдковая руда с содержанием железа 63–66% (рис. 3).

Процессы окисления второго, третьего и четвертого сланцевых горизонтов проявляются только у поверхности коренных пород и на контактах с железистыми горизонтами, где они приобретают гетит-гематитовый состав.

Четвертый железистый горизонт сложен силикат-карбонат-магнетитовыми кварцитами, которые в зоне окисления представлены гетит-гематит-мартиновыми кварцитами. Процессы окисления развиты на глубину 400–500 м, а в некоторых случаях нижняя граница зоны окисления не установлена. В зоне окисления железистые кварциты четвертого железистого горизонта иногда оруденевают. Руды гетит-гематит-мартинового состава. Глубина развития рудных тел не превышает 500 метров от поверхности (рис. 4).

Породы пятого железистого горизонта окислены, по всей вероятности, на всю глубину их залегания. Отличительной чертой пород пятого железистого горизонта антиклинальной структуры от синклинали-

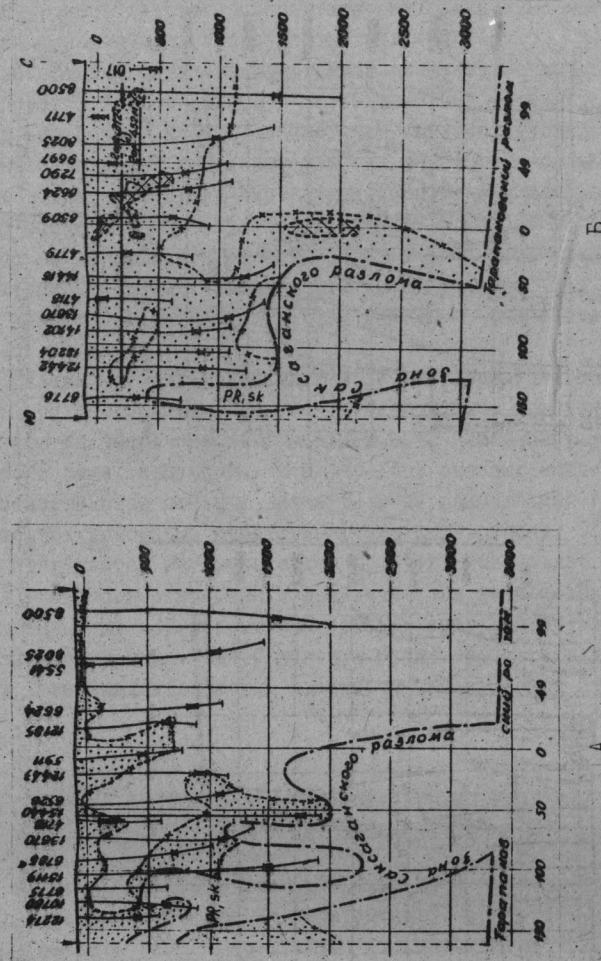


Рис. 3. Поперечная вертикальная проекция зоны окисления первого (А) и второго (Б) железистых горизонтов (антиклинальная структура) месторождения им. К. Дибикнехта. Условные обозначения приведены на рис. 1.

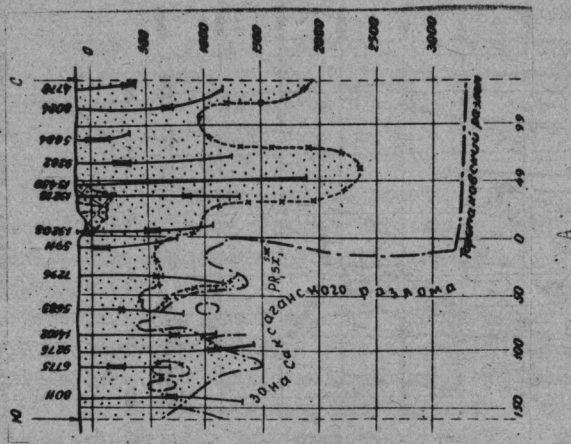
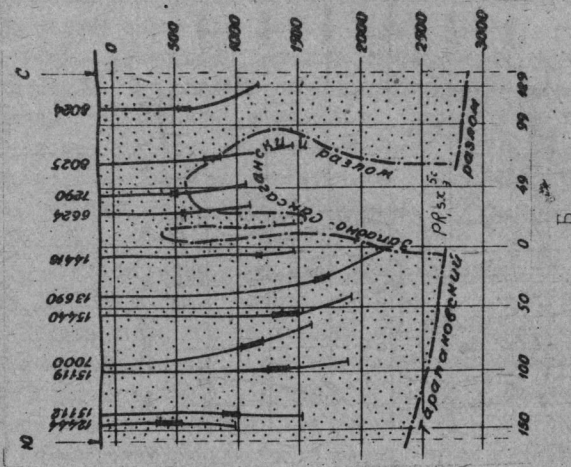


Рис. 4. Продольная вертикальная проекция зоны окисления четвертого [А] и пятого [Б] железистых горизонтов (антиклинальная структура) месторождения им. К. Либкнехта. Условные обозначения приведены на рис. 1.

ной является преобладание грубополосчатых железослюдко-мартитовых кварцитов над тонкополосчатыми их разновидностями - джеспилитами и почти полное отсутствие руд (рис. 4).

Масштабы проявления вторичных процессов окисления железистых пород в синклиальной и антиклинальной структурах месторождения, по нашему мнению, аналогичны. Однако, наблюдается и существенное различие глубинных зон окисления этих структур. Оно состоит в том, что среди окисленных пород антиклинальной структуры, в том числе и среди маритовых кварцитов пятого железистого горизонта, не наблюдается развитие процессов выщелачивания кварца и образование богатых железных руд саксаганского типа. Руды этого типа являются характерной чертой глубинных зон окисления синклиальной структуры.

Залежи богатых железных руд на месторождении им. К. Либкнехта приурочены исключительно к глубинной зоне окисления и вне ее пределов не встречается. Глубинная зона окисления, как это было показано выше, приурочена и нескольким стратиграфическим горизонтам саксаганской свиты и вытянута в меридиональном направлении, подчиняясь основному простиранию структур района. С глубиной эта зона погружается согласно падению пород. Предельная глубина развития процессов окисления и выщелачивания железистых пород на месторождении им. К. Либкнехта не установлена. Однако, можно полагать, что нижняя граница зоны окисления будет ограничена предельной глубиной залегания железистых кварцитов саксаганской свиты [ 9, 10 ].

#### БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА ИМ. К. ЛИБКНЕХТА

В настоящее время месторождение представлено тремя залежами, которые разрабатываются на горизонтах 1015 м и 1090 м. Главная залежь "Основная № 95" размещается в пятом, четвертом железистых, пятом сланцевом горизонтах и представлена соответственно маритовыми, железослюдко-мартитовыми, дисперсногематит-мартитовыми типами руд. Она разведана до горизонта 2000 м и единичными скважинами до 2500 м. По имеющимся данным залежь распространяется до глубины 1580 м на южном и 2600 м на северном флангах месторождения. Залежь "Основная карьера № 5" приурочена к пятому железистому горизонту и выклинивается на уровне 1315 м. Руды залежи "Параллель-

ная карьера № 2" шестого железистого горизонта прослеживаются до глубины 1600 м.

Вещественный состав богатых железных руд месторождения рудника им. К. Либкнехта изучен в интервале глубин 1090–2500 м по 34 скважинам, 29 из которых пересекли руды залежей "Основная № 95".

В Саксаганском рудном районе от месторождения рудника им. Коминтерна до месторождения рудника им. Ленина вещественный состав богатых руд систематически изучен в рудных залежах пятого и шестого железистых горизонтов. Здесь в богатых железных рудах саксаганского типа различаются следующие генетические группы минералов: остаточные – унаследованные от исходных руд и пород, и новообразованные в результате окисления, выщелачивания, гидратации и цементации. Остаточные минералы представлены железной слюдой, магнетитом, микрогранобластовым кварцем, турингитом, биотитом. В незначительном количестве встречается остаточный апатит. Процессы окисления, выщелачивания и гидратации обусловили появление псевдоморфных минералов – мартита, дисперсного гематита, гетита, каолинита и минералов группы монтмориллонита, гидрослюд (гидробиотита, гидромусковита). Завершающим этапом явились изменения эпигенетического характера, связанные с цементацией пористых руд секреторными минералами: цементационным гематитом, гетитом, сферолитовым и пойкилитовым кварцем, карбонатами, апатитом, каолинитом, шемозитом, серпентином и тальком.

В железнослюдко-мартитовых и мартитовых рудах глубоких горизонтов месторождения рудника им. К. Либкнехта установлены эпигенетический гематит, апатит, каолинит, серпентин, шемозит. Последние три минерала содержатся в количествах, недостаточных для выделения разновидностей. По формам выделения секреторные минералы аналогичны ранее описанным [ 16 ]. Менее детально охарактеризованы эпигенетические минералы дисперсногематит-мартитовых и дисперсногематитовых руд месторождений Саксаганского района. Э.В. Дмитриев [ 7 ] выделяет в рудах сланцевых горизонтов эпигенетический гетит, гидрогетит, каолинит, метакolloидный дисперсный и мелкопластинчатый гематит. С.Н. Зима и др. [ 11 ] отмечают в дисперсногематитовых рудах месторождения рудника им. Дзержинского серпентин, тальк, барит и апатит. На рассматриваемом месторождении в дисперсногематит-мартитовых и дисперсногематитовых рудах эпигенетические минералы представлены цементационным гематитом, гетитом, каолинитом, гидросерицитом, апатитом, а на больших глубинах – шемозитом.

Доломит и пирит встречаются очень редко и в незначительном количестве (до 1%).

По своим свойствам и формам выделения большинство цементационных минералов дисперсногематитовых и дисперсногематит-мартитовых руд аналогично встреченным в железнослюдко-мартитовых и мартитовых рудах. Новые сведения получены относительно гидросерицита и каолинита, которые в отличие от псевдоморфных, образуют крипточешуйчатые агрегаты, свободные от рудной импрегнации и заполняют трещинки в богатых рудах.

Более ранним по времени образования является гидросерицит. Его скопления имеют вид светлых, слабо-зеленоватых и желтоватых масс. Под микроскопом это бесцветные мелкочешуйчатые агрегаты, отличающиеся от других глинистых минералов относительно высоким двупреломлением  $N_g - N_p = 0,015 - 0,030$ . Оптическая диагностика гидросерицита подтверждена данными рентгеновского анализа (характерные линии на рентгенограммах 9,98; 3,34; 2,59).

Гидросерицит псевдоморфно замещается каолинитом. Реликты гидросерицита в агрегатах псевдоморфного каолинита наблюдаются в виде волоконцев, имеющих более высокое двупреломление. Псевдоморфный каолинит в известной мере унаследовал свойства замещаемого минерала. Он характеризуется несколько повышенным двупреломлением  $N_g - N_p = 0,008 - 0,009$ . В дальнейшем он преобразуется в типичный каолинит с двупреломлением 0,005–0,007. Частично крипточешуйчатые агрегаты каолинита с низким двупреломлением образуются и секреторным путем, как это наблюдается в мартитовых рудах.

Фактом, подтверждающим эпигенетическую природу гидросерицита и замещившего гидросерицит каолинита, является повсеместно наблюдаемая тесная ассоциация этих минералов с эпигенетическим апатитом. При этом относительно идиоморфные кристаллики апатита рассеяны в мелкочешуйчатых агрегатах силикатов.

Содержание эпигенетических минералов определяет название разновидностей руд. На месторождении рудника им. К. Либкнехта выделены следующие разновидности: руды окварцованные, гематитизированные, апатитизированные и цементированные силикатами (каолинизированные, гидросерицитизированные, серпентинизированные). Их распространение неравномерно: наиболее развиты руды с силикатами и апатитом, очень редко встречаются окварцованные и гематитизированные (рис. 5). Распределение руд в залежах в основном обусловлено аутигенно-минералогической зональностью. Центральную часть залежей пятого железисто-

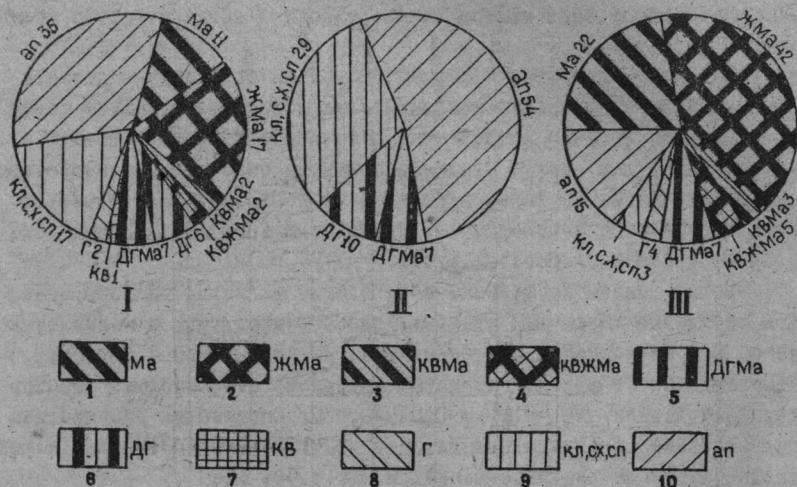


Рис. 5. Диаграммы соотношения минералогических разновидностей руд в залежах месторождения рудника им.К.Либкнехта (числа в %).

I - для горизонтов 4f, 5f, 5S, 6f;

II - 4f, III - 5f.

Руды: I - маритовая, пористая полурыхлая; 2 - железнослюдково-маритовая пористая, полурыхлая; 3 - кварц-маритовая (кварц-микрогранобластовый); 4 - кварц-железнослюдково-маритовая; 5 - дисперсно-гематит-маритовая, пористая, полурыхлая; 6 - дисперсногематитовая; 7 - окварцеванная; 8 - с цементационным гематитом; 9 - с силикатами; 10 - апатитизированная.

Символы минералов: Ма - мартит, Ж - железная слюдка, ДГ - дисперсный гематит, кв - кварц, г - цементационный гематит, с - гидрослюда, кл - каолинит, х - шамотит, сп - серпентин, ап - апатит.

го горизонта слегка пористые, низкой крепости железнослюдково-маритовые и маритовые руды, часто рыхлые, аналогичные развитым на верхних горизонтах. Кварц-маритовые и кварц-железнослюдково-маритовые руды образуют маломощные пачки в торцевых частях залежи или в приконтактных с джеспилитами участках. Пористые, низкой крепости дисперсногематит-маритовые руды распространены преимущественно в лежачем боку пятого железистого горизонта. 21,5% богатых железных руд этого горизонта составляют руды, измененные эпигенезом, из них 15% - апатитизированных и 3% - руд с силикатами.

Апатитизированные разновидности выделены в железнослюдково-маритовых, маритовых и дисперсногематит-маритовых рудах, гематитизированные - в маритовых, гидросерицитизированные и каолинитизированные - в дисперсногематит-маритовых рудах. Эпигенетическая зональность в рудах пятого железистого горизонта проявлена незначительно, что обусловлено слабым развитием здесь эпигенетической минерализации. Можно говорить лишь о зональном распределении в рудах небольших примесей эпигенетических силикатов. Так, до глубин 1250-1500 м распространены примеси каолинита, а ниже - примеси полиминерального цемента, в состав которого входят каолинит, гидросерицит, серпентин, шамотит (рис. 6).

Качество маритовых и железнослюдково-маритовых руд на глубоких горизонтах остается достаточно высоким. Средневзвешенное содержание железа в них составляет соответственно 66,3 и 67,6%. Оно является самым высоким по сравнению с содержанием железа в аналогичных рудах других месторождений Саксаганского района. В дисперсногематитовых рудах концентрация железа с глубиной уменьшается, а глинозема - увеличивается. Эти руды отличаются повышенным содержанием фосфора, иногда превышающим 0,3%. Заметно некоторое уменьшение с глубиной пористости дисперсногематит-маритовых и железнослюдково-маритовых руд соответственно от 20% до 14% и от 27% до 21%.

Залежь "Основная № 95" в четвертом железистом горизонте сложена преимущественно дисперсногематитовыми рудами, с редкими маритовыми слойками или вкрапленностью маргита (61%). 32% составляют дисперсногематит-маритовые и мартит-дисперсногематитовые руды, 7% составляют гетит-дисперсногематитовые. Дисперсногематит-маритовые руды распространены в основном в всячем боку горизонта, с глубиной они постепенно переходят в мартит-дисперсногематитовые, а затем - в дисперсногематитовые.

Больше половины (54%) железных руд этого горизонта апатитизи-

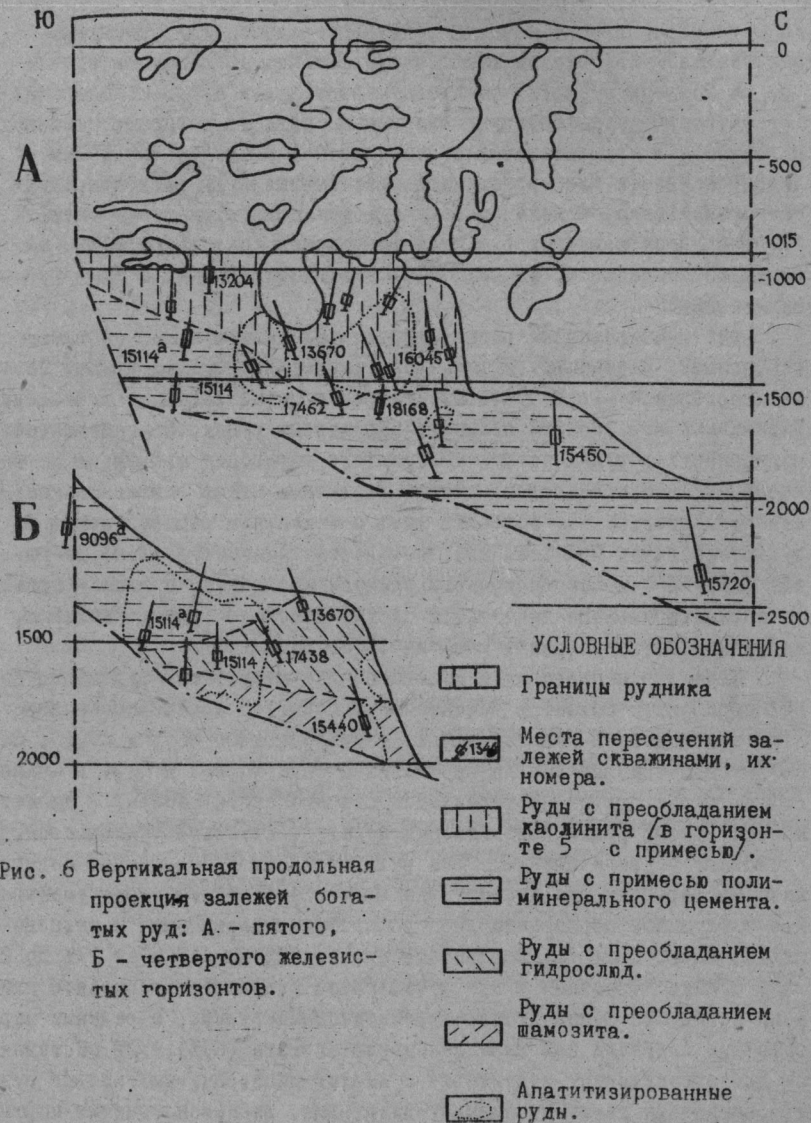


Рис. 6 Вертикальная продольная проекция залежей богатых руд: А - пятого, Б - четвертого железистых горизонтов.

ровно, 29% руд содержат эпигенетические силикаты - каолинит, гидросерцит, шамозит. Наблюдается вертикальная зональность в распределении этих силикатов. Каолинит преобладает до глубин 1550-1600 м, гидросерцит - в интервале 1600-1962 м, глубже 1800-1900 м распространен шамозит (рис.6). Часто с силикатами ассоциирует апатит. Процесс апатитизации в рудах четвертого железистого горизонта развит значительно шире, чем в рудах пятого железистого горизонта, однако содержание фосфора в них, как правило, не превышает 0,3%. С глубиной в рудах данного горизонта наблюдается уменьшение содержания железа, увеличение содержания FeO, глинозема, фосфора.

#### ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО АПАТИТА ИЗ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА им. К.ЛИБКНЕХТА

В богатых железных рудах Саксаганского района основным минералом-носителем фосфора является эпигенетический апатит. Он образует корочки, микродрузы на стенках пор и трещин, реже гнездовидные скопления в кавернах или цементирует отдельные рудные прослои. Обычно ассоциирует с комплексом других эпигенетических минералов.

На рассматриваемом месторождении апатит является одним из самых распространенных эпигенетических минералов. С ним связаны повышенные содержания фосфора, которые наблюдаются преимущественно в дисперсном апатит-мартитовых рудах. Более половины таких руд представлены апатитизированными разностями. Среди мартитовых руд апатитизация проявлена значительно меньше, хотя именно здесь отмечаются самые высокие содержания фосфора в отдельных пробах. Эпигенетический апатит характеризуется разнообразием внешних признаков и образует несколько генераций, отличающихся формой, размером, габитусом и внутренним строением кристаллов.

К наиболее ранней генерации относится колломофная разновидность апатита - коллофан, изредка встречающийся на глубине более 1700 м. Агрегаты коллофана изотропны и окрашены гидроксидами железа в рыжеватый цвет. При его раскристаллизации возникает вторая генерация апатита - сферолитовые и радиально-лучистые агрегаты игольчатых и удлиненно-призматических кристаллов минерала с размерами по длинной оси 0,01-0,02 мм (рис. 7, 8). Радиально-лу-



чистые агрегаты иногда встречаются вместе с эпигенетическим каолинитом, который выделяется позднее и выполняет оставшееся пространство пор. В дисперсногематитовых и дисперсногематит-мартитовых рудах скопления плохо раскристаллизованного апатита встречаются внутри агрегатов эпигенетического гидросерицита (характерные линии на рентгенограммах 9,98; 3,34; 2,59) и псевдоморфно замещающего его каолинита.

Третья генерация апатита имеет наиболее широкое распространение. Это короткостолбчатые кристаллы, для которых обычны грани призмы  $\{1010\}$  и пинакоида  $\{0001\}$ . Грани дипирамиды  $\{1011\}$  развиты слабо и чаще всего отсутствуют. Редким исключением являются кристаллы дипирамидально-призматического габитуса с хорошо развитыми гранями дипирамиды (рис. 7). Размеры поперечных сечений кристаллов апатита третьей генерации 0,01–0,25 мм, продольных 0,01–0,3 мм. Короткостолбчатые кристаллы апатита иногда зональны. Зональность подчеркивается расположением твердых и газо-жидких включений по зонам роста кристаллов. Идиоморфные кристаллы апатита с ровными правильными гранями встречаются сравнительно редко, в том случае, если они кристаллизуются в свободном пространстве, но чаще всего апатит третьей генерации образует мелкозернистые агрегаты сросшихся кристаллов, не имеющих кристаллографических ограничений. Если апатит выполняет поры совместно с шемозитом, каолинитом, серпентином, доломитом, то идиоморфизм его кристаллов сохраняется. В агрегатах гидросерицита, который нередко замещается каолинитом, кристаллы апатита имеют сглаженные ребра, что свидетельствует об их частичном растворении.

Для кристаллов апатита четвертой генерации характерны наиболее крупные размеры 0,2–0,4 мм. Обычно это зональные или футляровидные кристаллы, переполненные включениями рудных минералов. Апатит четвертой генерации довольно редок. Он наблюдается в порах в виде единичных кристаллов или их сrostков, иногда совместно с короткостолбчатыми кристаллами апатита третьей генерации (рис. 9). Взаимоотношения с другими эпигенетическими минералами не ясны.

Морфологические особенности кристаллов апатита отражают физико-химические условия его образования. В условиях быстрого изменения температуры и концентрации минералообразующих растворов образуются коллоидные и сферолитовые агрегаты апатита. Равномерная кристаллизация при относительной стабильности физико-химических параметров обусловила формирование наиболее распространенного апатита третьей генерации. Апатит четвертой генерации, по-видимому,



Рис. 7. Кристаллы апатита дипирамидально-призматического габитуса в агрегате гидросерицита.

1-апатит, 2-гидросерицит, 3-рудные минералы.

Шлиф, ув.200 николи

Рис. 8. Радиально-лучистые агрегаты апатита в массе эпигенетического каолинита. 1-апатит, 2-каолинит, 3-мартит. Шлиф, ув.200<sup>x</sup>, николи Г.



Рис. 9. Две генерации апатита в дисперсногематит-мартитовой руде. 1-апатит, 2-пустоты и рудные минералы. Шлиф, ув.90<sup>x</sup>, николи +

кристаллизовался в течение длительного промежутка времени из растворов изменяющегося состава и концентрации.

#### БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНИКА ИМ. КОМИНТЕРНА В КРИВЬЯССЕ

Залежи богатых остаточных гематитовых руд месторождения размещаются главным образом в пятом и шестом железистых горизонтах, отчасти в четвертом железистом, пятом и шестом сланцевых горизонтах. Столбообразные рудные тела основных горизонтов по мере погружения сближаются и сливаются в единую пластообразную залежь. Они разведаны до глубины 2000 м и прослежены тремя скважинами до 2500 м. Добыча богатых руд сосредоточена на этаже 890-965 м, выше залежи отработаны. Поэтому имеет смысл рассмотреть особенности оруденения в интервале 1000-2500 м.

В составе минералов богатых руд обособляются три морфолого-генетические группы: остаточные метаморфогенные, гипергенные псевдоморфные и цементационные. Остаточные минералы представлены магнетитом, железной слюдой, спекуларитом, микрогранобластным кварцем, турингитом, биотитом и апатитом. Главными являются железная слюда, кварц и турингит. К псевдоморфным минералам относятся мартит и дисперсный гематит, каолинит и гидрослюда. Среди цементационных выделяются одноименный гематит, гидрогетит, пойкилитовый и сферолитовый кварц, доломит, анкерит, магнезит, апатит и количественно преобладающие силикаты (шамозит, каолинит, тальк, серпентин).

Перечисленный комплекс минералов, морфология их индивидов и структурно-текстурные особенности агрегатов в основном соответствуют ранее описанным [16]. В то же время обнаружены признаки ранее неизвестных гипергенных минералов, а среди цементационных минералов отмечены новые формы и установлены иные количественные отношения, определяющие изменения качества и физических свойств богатых руд на глубоких горизонтах. Поэтому они привлекают основное внимание.

Цементационный гематит распространен повсеместно, но в незначительных количествах. Обе разновидности цементационного кварца встречаются ограниченно и обычно в составе полиминерального

цемента. Самостоятельно новообразованный кварц отмечен на глубине 2000-2100 м, где образует проявления плотных окварцованных руд. Из карбонатов чаще встречается доломит, редко анкерит и магнезит. Присутствие цементационного магнезита в мартитовой руде установлено по аномально высокой концентрации MgO, достигающей 5% при содержании CO<sub>2</sub> - 3,8%, а CaO не более 0,9% (св. 19686, на 2081,0 м). В отличие от кристаллических агрегатов доломита со структурой цемента прорастания и полигональными ограничениями зерен, магнезит представлен коллоидными, скрытокристаллическими агрегатами, близкими к изотропным, но высокопреломляющими.

Апатит в форме цементационного минерала особенно распространен в нижней части описываемого интервала глубин. Его распределение в залежах крайне неравномерное - от полного отсутствия до пятнистого или почти сплошного цемента в согласных щелевидных пустотках и секущих жилках мощностью 0,5-1,5 мм. Отмечается редкостное разнообразие форм и внутреннего строения зерен апатита, в том числе ранее не встречавшихся морфологических разновидностей.

Так, наряду с неправильными, шестигранными и короткопризматическими формами зерен с квадратными сечениями и тупыми головками, обнаружены сетчатые скопления необычно длиннопризматических белесоватых зерен апатита. Зерна концентрически-зональные. Зональность подчеркивается цепочками обильных газовой-жидких включений и скоплений дисперсного гематита. Предположительно данная разновидность определена карбонат-apatитом.

Цементационные силикаты - шамозит, серпентин, тальк и каолинит встречаются совместно, но в резко изменчивых соотношениях. Они образуют либо сплошной цемент с объемным содержанием до 25%, либо развиты в форме корочек на стенах пор и пустот в рудах. Микроочешуйчатый шамозит с неориентированной структурой агрегатов ассоциирует с замещающими его каолинитом и дисперсным гематитом, имеет нежнозеленый цвет, слабый, но отчетливый плеохроизм с низкими цветами интерференции. На рентгенограмме четко фиксируется межплоскостное расстояние, характерное для шамозита - 14,4 Å.

Цементационный каолинит по распространенности является вторым минералом после шамозита, по которому он развивается. Бесцветен или слабо зеленоват, обладает почти незаметным дупреломлением. Часто имеет характерное решетчатое-агрегатное погасание и содержит примесь дисперсного гематита.

Тальк и серпентин преобладают на самых нижних горизонтах

месторождения. Судя по избытку FeO в химическом составе тальк-содержащих руд, диагностируется железистая разновидность талька — миннесотаит. Структура его агрегатов неравномерно мелкоочешуйчатая: при преобладающем размере чешуек 0,005–0,008 мм отдельные индивиды достигают в длину 0,05 мм и более. Чаще всего ассоциирует с серпентином и доломитом. Серпентин выделяется в виде раздельных пластинок размером 0,01–0,03 мм и скоплений идеальных сферолитов размером 0,05–0,1 мм; в жилках серпентин отличается поперечно-волокнистым строением. Обладает слабой бледнозеленой окраской (без плеохроизма) и низким двупреломлением (серые цвета интерференции).

Среди новых, вероятно, цементационных гипергенных минералов отмечен гидромусковит. Обнаружен в ряде скважин — I7459 (I683,0 м), I9686 (204I,5 м), I8I40 (I795,6 м), где образует чешуйки размером 0,05–0,1 мм и выделяется повышенным двупреломлением (до красных тонов интерференционной окраски второго порядка). Его присутствие подтверждено данными рентгеноструктурного анализа обогащенных силикатами фракций мартитовых руд по межплоскостным расстояниям — 10,2; 4,42; 3,33.

Структурные взаимоотношения цементационных минералов определяют следующий порядок их выделения: цементационный гематит → апатит → сферолитовый кварц → пойкилитовый кварц + доломит серпентин + тальк → шамозит → каолинит (по шамозиту).

Подвлияющая часть руд месторождения представлена пористыми полурыхлыми и средней крепости разновидностями, незначительная — более плотными и крепкими, что зависит от состава цемента и степени цементации. При отсутствии нерудных минералов пористость руд составляет 15,2–26,9%, крепость не превышает 4 баллов, а содержание железа достигает 66,0–69,9%. В плотных цементированных рудах пористость опускается до 3,7%, а содержание железа до 57,9%. Крепость достигает 6–8 баллов.

Наиболее распространены мартитовые, железослюдко-мартитовые и дисперсногематит-мартитовые руды, слабо цементированные каолинитом, шамозитом и магниевыми силикатами, отчасти эпигенетическим гематитом, кварцем, карбонатом и апатитом. Обычно эти минералы образуют в рудах цемент полиминерального состава. По существенному преобладанию одного из цементационных минералов, условно выделяется до семи разновидностей цементированных руд: каолинит-мартитовые, шамозит-мартитовые, тальк-мартитовые, серпентин-мартитовые, кварц-мартитовые, доломит-мартитовые и апатит-мартитовые руды. Пос-

ледние три разновидности имеют подчиненное значение.

При металлургическом переделе описываемых руд решающее влияние на состав шлакообразующих компонентов будут оказывать цементационные силикаты и в особенности тальк и серпентин, повышающие основность руд благодаря присутствию окиси магния в количестве 0,96–5,59%. Секреционным магниевыми силикатам чаще всего сопутствует цементационный апатит — главный носитель фтора в рудах. Его неравномерное развитие объясняет разное колебание в содержании фосфора — от сотых долей до 3,95% (на локальных интервалах).

Главными особенностями минерального состава руд глубоких горизонтов по сравнению с вышележащими, являются: повышенная степень цементации руд, при которой цемент нередко занимает около 20% объема руды; полиминеральный состав цемента (одновременно присутствует не менее 3–4 минералов); преимущественное развитие в нем каолинита и магниевых силикатов; повышенная концентрация апатита; слабое и эпизодическое проявление окварцевания и карбонатизации.

Вертикальная минералогическая зональность рудных тел на рассматриваемых глубинах вырезается в смене двух зон (рис. 10): верхней — каолинитовой с пойкилитовым кварцем на нижней магниевосиликатную с апатитом и карбонатом. Минералогическая зональность объясняет изменение химического состава руд с глубиной (табл. I, 2). При этом отчетливо выражено нарастание концентрации  $Al_2O_3$ , FeO, MgO, п.п.п. ( $H_2O^+$  и  $CO_2$ ) при снижении содержания  $SiO_2$  и  $Fe_2O_3$ , а также заметна тенденция к росту содержания P и CaO.

Распределение железа в залежах (рис. 10) показывает, что на глубоких горизонтах его содержание сохраняется стабильно высоким — в пределах 62,0–64,0%. Некоторое увеличение степени цементации нижней зоны залежи твердыми минералами (карбонаты, эпигенетический гематит, апатит) способствует повышению крепости руд. Оба обстоятельства обуславливают их соответствие мартевовскому сорту.

Таблица I  
Средний химический состав остаточных руд горизонта К<sub>2</sub><sup>5ж</sup>

Глубина, м	Компоненты, [в вес. %]													
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	л.п.л.	Σ	CO <sub>2</sub>	Fe
1500 - 1750	2.07	0.61	94.51	0.88	0.22	0.88	0.042	0.012	0.12	0.07	0.83	100.23	0.36	66.84
1750 - 2000	3.61	0.87	89.92	1.08	0.71	1.70	0.180	0.020	0.11	0.07	1.75	100.02	0.79	53.51
2000 - 2500	3.57	1.06	88.98	1.16	0.71	2.14	0.170	0.011	0.11	0.10	1.93	99.70	1.50	63.10

Количество точно-секционных проб [сверху вниз]: 5, 3I, II

Таблица 2  
Изменение с глубиной среднего содержания основных компонентов и вредных примесей

Глубина, м	Компоненты, [в вес. %]						Количество проб				Количество скважин
	Fe	SiO <sub>2</sub>	P	S	SiO <sub>2</sub> , P, S	Fe	SiO <sub>2</sub> , P, S	Fe	SiO <sub>2</sub> , P, S		
	Горизонт К <sub>2</sub> <sup>5ж</sup>										
- 1000 - 1200	62.70	3.42	0.075	0.015	161	29	25				
- 1200 - 1400	62.36	9.46	0.039	0.009	114	40	17				
- 1400 - 1600	63.78	6.59	0.099	0.010	73	20	13				
- 1600 - 1800	64.29	5.22	0.103	0.007	73	12	7				
- 1800 - 2000	63.46	5.79	0.113	0.009	76	29	6				

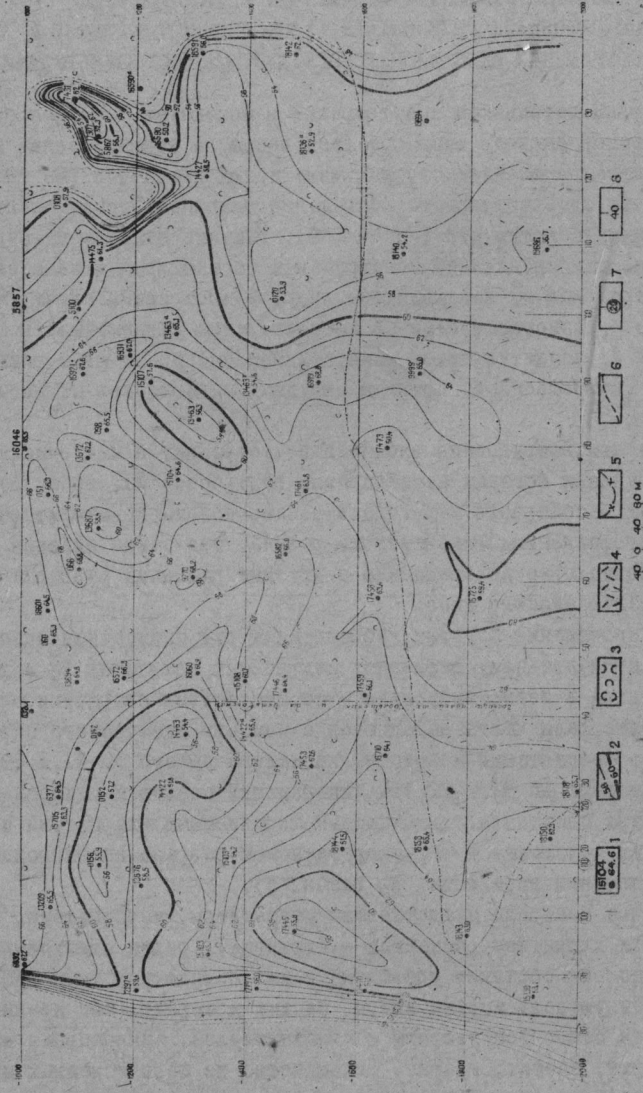


Рис. 10. Вертикальная продольная проекция пятого железистого горизонта в изолиниях содержания железа. 1 - сверху - номер скважины, справа - среднее содержание железа; 2 - изолинии содержания железа, %; 3 - руды с каолинитом; 4 - руды с магнетизированными силикатами; 5 - граница минералогических зон; 6 - контур содержания железа 46%; 7, 8 - разведочные профили.

БОГАТЫЕ КАРБОНАТ- И ТАЛК-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ  
ЮЖНО-БЕЛОЗЕРСКОГО И ПЕРЕВЕРЗЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ И  
ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ИХ С ДИСПЕРСНОГЕМАТИТ-МАРТИТОВЫМИ РУДАМИ

Главным источником противоречий в понимании генезиса богатых руд саксаганского типа остается вопрос о возникновении их непосредственно из неокисленных железистых кварцитов (Fe 28-36%) или за счет дополнительного обогащения эпигенетических, также неокисленных богатых руд (Fe 41-56%). Решение вопроса затруднялось редкостью проявлений неокисленных богатых руд и непосредственных переходов их в окисленные руды. Единственный случай такого перехода, описанный нами на месторождении рудника им. В.И. Ленина [6], представляется малоубедительным из-за явно эпигенетической (секреционной) природы нерудных минералов в магнетитовых рудах.

Ныне эти затруднения значительно устраняются многочисленными проявлениями богатых магнетитовых руд (более II, табл. 3) и фактами их бесспорного перехода в дисперсногематит-мартитовые руды на месторождениях Белозерского района, где такие явления выражены наиболее ярко по сравнению с другими районами развития оруденения саксаганского типа.

Все проявления богатых неокисленных руд приурочены здесь к главному продуктивному горизонту железистых кварцитов  $B_2^2$  и хорошо выделяются в керне визуально - по отсутствию кварцевых слоев. Их интервалы часто выделяются с помощью химического опробования - по возрастанию концентрации железа общего до 41,1-59,9%, а магнетитового до 31,7-52,4%. Минеральный состав и микрослоистая текстура одинаковы с вмещающими железистыми кварцитами и зависят от их положения в стратиграфическом разрезе неоднородного в этом отношении горизонта  $B_2^2$  (табл. 3).

Главные минералы представлены магнетитом, карбонатами, тальком, иногда хлоритами (основной - турингит), редко стильпноmelаном. Именно они образуют собственные или совместные типы слоев. Второстепенную роль играют кварц, биотит и альбит. Как правило, к этой группе относятся хлориты и стильпноmelан. Акцессорные минералы - пирит, апатит, графит. Большинство из перечисленных минералов неоднократно охарактеризовано другими исследователями при

Таблица 3

Проявления богатых магнетитовых руд Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений

Руда	: Скв.	: № проф.	: Интервал, м	: Горизонт	: Fe, %
Кр-Мт	549	36-А	890-890,4 890,9-891,6 907,3-912,2	$B_2^2$ 2,ЛБ $B_2^2$ 1,ББ	41,1-48
	737	40-Б	1443,1-1448,5 1460,5-1467,3 1510,3-1515,4	$B_2^2$ 3,Ц $B_2^2$ 2,ББ $B_2^2$ 1,ББ	52,1 47,7 -
	755	40-115	472,2	$B_2^2$ 3	-
Хл-Кр-Мт	709	40-А	552,5-565,3	$B_2^2$ 2,ББ	42,4-49,3
	717	54	645,5-665,2	то же	45,8-51
	737	40-Б	1433,4-1433,1	$B_2^2$ 3,ББ	59,9
Тл-Мт	738	56-300	683,6-694,1	$B_2^2$ 2,ЛБ	46,6-49,4
	748	38-150	1382,8-1407,6	$B_2^2$ 1,ББ	-
Кр-Тл-Мт и Тл-Кр-Мт	737	40-Б	1448,5-1460,5 1494,3-1495,7 1503,5-1510,3	$B_2^2$ 3,ЛБ $B_2^2$ 2,Ц $B_2^2$ 1,ББ	47-50
	746	38-150	992,8-998,3	$B_2^2$ 1,ББ	35,7
Зона пере- слаивания Кр-Мт и Тл-Мт руд	757	42-150	1322-1328	$B_2^2$ 1,ЛБ	21,4
	737	40-Б	1433,4-1467,3	$B_2^2$ 3 и $B_2^2$ 2,ББ	39,6-59,9

Символы: Кр-карбонат, Мт-магнетит, Кв-кварц, Хл-хлорит, Тл-тальк,  
ЛБ - лежащий бок, ББ - висячий бок, Ц - центр.

описании железистых кварцитов. В дополнительной информации нуждаются лишь карбонаты и тальк.

Карбонаты диагностированы оптически в шлифах и в обогащенных смесях с другими минералами с помощью термического и химического анализов. Главными карбонатами в слоях являются сидероплезит и доломит – наиболее ранние, тонкозернистые. Они установлены на кривых ДТА по эндотермическим эффектам, равным, соответственно, 570–625° и 840–890°. Среди них в порфиробластических зернах и сростках размером до 2 мм встречаются продукты перекристаллизации ранних карбонатов с изменением их состава – анкерит (эндотермические эффекты 720–750° и 920–950°), пистомезит-брейнерит (эффекты – 660° и +730°), а также кальцит. В жильных выделениях присутствуют сидероплезит и анкерит.

Тальк широко развит в форме самостоятельных, жирных на ощупь, слоев, либо в совместных с магнетитом и карбонатом слоях. Его количество достигает 40%. Диагностирован по кривым ДТА (эндотермический эффект 980–990°), химическим анализом руд (табл. 4, ан. 3–6) и оптически в шлифах – по чешуйчатой и пластинчатой форме зерен, высокому двупреломлению.

Повсеместно тальк является новообразованным гидротермальным минералом, на что указывают его унаследованные текстурно-структурные формы выделения в виде слоев и псевдоморфоз по метаморфическим минералам. При этом в слоях выделяется две равноценные по количеству и совместно развитые морфологические разновидности минерала: спутанно-волокнистые микрочешуйчатые агрегаты (первая) и реликтивно-порфиробластические сростки пластинок и чешуек размером 0,1–0,3 мм (вторая).

Для первой разновидности возникает затруднение при реконструкции исходных минералов. Однако, иногда наблюдается ее развитие в межзерновом пространстве реликтовых скоплений микрогранобластового кварца, что создает впечатление замещения кварца микрочешуйчатым тальком. В крупных пластинках второй разновидности наблюдаются реликты замещенных силикатов: стильпномелана, тюрингита, хлоритизированного биотита; часто они содержат микровключения альбита и графита. Часть крупнопластинчатых зерен и сростков талька лишена каких-либо включений, но по форме соответствует порфиробластическим агрегатам перекристаллизованных карбонатов, которые в этих случаях отсутствуют в тальковых слоях.

Перечисленные особенности позволяют утверждать, что весь

Таблица 4

Химический состав карбонат- и тальк-магнетитовых руд Южно-Белозерского месторождения

Комп.	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	2,00	6,30	12,37	11,60	23,40	30,78
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,06	0,05	0,01	0,05	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,30	1,40	0,30	0,25	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,05	35,30	53,41	39,43	34,93	36,00
FeO	34,04	28,76	21,32	25,23	22,69	14,87
MnO	0,56	0,44	0,26	0,43	0,20	0,01
MgO	4,90	4,48	5,85	8,35	8,80	14,80
CaO	7,00	6,40	0,52	1,30	0,22	0,05
Na <sub>2</sub> O	н/о	н/о	0,26	0,21	0,25	0,13
K <sub>2</sub> O	н/о	н/о	0,09	0,07	0,09	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,07	0,03	0,04	0,03
П. п. п.	20,40	17,49	4,12	13,01	8,87	2,58
Сумма	100,46	99,60	99,72	99,97	99,75	100,13
Fe <sub>общ.</sub>	48,00	41,10	54,01	47,30	42,10	36,80
CO <sub>2</sub>	19,95	15,25	1,16	4,68	1,21	0,14
S	0,01	0,01	0,25	0,02	0,12	0,02
H <sub>2</sub> O	-	-	0,07	0,06	0,05	0,31
Скв.	549	549	737	737	737	737

Примечание: 1 – руда богатая магнетит-карбонатная (910,0 м); 2 – руда карбонат-магнетитовая (907–912); 3 – руда богатая тальк-магнетитовая с карбонатом и хлоритом (1447,5); 4 – руда богатая тальк-карбонат-магнетитовая (1484,2 м); 5 – руда тальк-магнетитовая с карбонатом и кварцем (1495,0 м); 6 – руда бедная (магнетитовый сланец), тальк-магнетитовая (1449,5 м).

Анализы выполнены в Центральной лаборатории ИГО Южургеология.

тальк сформировался за счет местного материала, сконцентрированного в трех типах слоев исходных руд: силикатных (хлоритовые, стильпномелановые), кварц-карбонатных и силикатно-карбонат-магнетитовых с примесью кварца, но никак не кварцевых.

Текстуры рассматриваемых руд, в основном, аналогичны развитым в железистых кварцитах. Преобладает плоскопараллельная, неравномерно-микрослоистая текстура с мощностью слоев разного состава: 2-20 мм. Нередко отмечаются плейчатая или дисгармонично-складчатая микротекстура. Угол между слоистостью и осью зерна часто изменяется в пределах 25-80°, что указывает на развитие складчатой метатекстуры. В основных слоях обычно хорошо выражена тонкая слоистость высшего порядка (0,1-1 мм). Реже наблюдаются массивные слои.

В отличие от железистых кварцитов, слоистость осложняют: брекчиевые текстуры, которые комбинируются с ломаными складчатыми между блокирующими слоями; трещинки грубого кливажа разламывания, всегда залеченные карбонатом, кварцем, реже тальком; секущие жилы и гнезда альпийского типа, сложенные карбонатами и кварцем; микробудины кварцевых слоев овальной и линзовидной формы в поперечном сечении.

Структуры слоев разного состава в основном также одинаковы со структурами рудных и силикатных слоев железистых кварцитов. Однако в богатых рудах они дополняются микроскопическими гнездами с гестерогранобластовой зубчатой, либо порфиробластовой, часто ситовидной структурой. В порфиробластах развиты карбонаты и силикаты, реже магнетит. Размер зерен минералов 0,01-0,3 мм. Важным отличием руд от железистых кварцитов является укрупнение в 3-5 раз размеров основной массы зерен магнетита и карбонатов, свидетельствующее о перекристаллизации минералов при образовании руд. Разновидности богатых магнетитовых руд выделяются по количественным соотношениям элементарных слоев неодинакового минерального состава. С этим же связаны различия и в химическом составе руд.

Карбонат-магнетитовые руды - главная разновидность богатых неокисленных руд. Основную роль в них играют карбонат-магнетитовые слои, подчиненную - карбонатные (сидероплезитовые и доломитовые). Встречаются хлоритовые, кварц-магнетитовые и массивные магнетитовые прослойки. Пересчеты химических анализов руд (табл. 4, ан. 1, 2) на минеральный состав указывают на следующие соотношения: магнетит - 30%, карбонаты - 54-64%, кварц - 5-14%; содержание минеральных примесей не превышает 2% (альбит, хлорит, тальк, апатит,

пирит). Полным отсутствием кварцевых слоев объясняется резко пониженное содержание  $\text{SiO}_2$  (2-6, против 28% и более в железистых кварцитах). Обилие карбонатов обусловило относительно низкую концентрацию железа (41-48%, редко более). Высокое содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  связано с присутствием доломита, наряду с сидероплезитом.

Хлорит-магнетитовые руды (с карбонатом, биотитом и без них) образуют маломощные прослои в карбонат-магнетитовых рудах лежачего и висячего боков горизонта  $B_2^I$ . Самостоятельной роли они не играют. По-сути, это хлорит-магнетитовые рудные сланцы, в которых 70-75% объема занимают хлорит-магнетитовые и магнетит-хлоритовые с карбонатом слои; около 15% принадлежит карбонат-магнетитовым и 10% - карбонатным слоям.

Тальк-магнетитовые руды (рудные сланцы) редко образуют самостоятельные тела. Они обычно наблюдаются в виде прослоев среди более распространенных тальк-карбонат-магнетитовых руд. Только в одном случае отмечена тальк-стильпномелан-карбонат-магнетитовая разновидность руд (скв. № 737, 1447 м). Все четыре разновидности приурочены к горизонту  $B_2^I$  и подгоризонту  $B_2^I$ , т.е. занимают позицию, близкую к хлорит-магнетитовым рудам.

Тальк-магнетитовые руды редко представлены богатыми разновидностями. Обычно это бедные магнетитовые, но всегда практически бескварцевые руды с содержанием железа 21-36%, которые могут иметь ценность как комплексные по тальку и железу легкообогатимые руды. Главными в них являются тальк-магнетитовые и собственно тальковые слои, придающие руде вид сланцев. Они занимают 65-80% объема. До 20-35% составляют массивные карбонат-магнетитовые и карбонатные слои (карбонаты - анкарит, пистомезит-брейнерит, сидероплезит). Очень редко встречаются стильпномелановые и линзовидные кварцевые прослойки. По преимуществу в тальк-содержащих слоях отмечены минералы-примеси: хлориты, гидробиотит, альбит, микрогранобластовый и покилобластовый кварц, апатит, пирит и графит. Их общее количество не превышает 2-5%.

По внешнему виду описываемые руды хорошо выделяются благодаря белым или бледнозеленым тальковым слоям, по пепельно-серой окраске рудных слоев, отчетливой сланцевой текстуре, плитчатой отделимости и низкой крепости. Текстурно-структурные особенности слоев любого состава совершенно аналогичны строению соответствующих слоев во вмещающих силикат-карбонат-магнетитовых кварцитах и сланце-кварцитах. При этом строение тальковых слоев и скоплений

таблица в магнетитовых слоях определенно указывает на их развитие путем замещения ранее существовавших силикатов (стильпноменлан, хлорит) и магnezильных карбонатов.

Химический состав тальксодержащих руд охарактеризован в табл. 4 (ан. 3-6). Наиболее интересны анализы 3 и 6 собственно тальк-магнетитовых руд (соответственно, богатая и бедная разновидности). Обе пробы практически не содержат кварца, на его долю приходится не более 1-2%  $SiO_2$ ; основная же часть кремнезема связана в тальке. При этом в пробе 6 отмечена максимальная концентрация  $MgO$  (около 15%). Состав наиболее распространенных карбонат-тальк-магнетитовых руд представляет анализ 4, где ощутима примесь содержащего кальций карбоната (анкерит).

Поведение элементов-примесей одинаково во всех разновидностях описанных руд. В околокларковой концентрации обнаружены иттрий, лантан, ниобий, цирконий, галлий, германий, олово, свинец, медь, цинк, кобальт, никель, хром. Незначительные отклонения отмечены только в тальк-магнетитовых рудах: в одной пробе установлен литий (0,001%) и повышено содержание никеля (0,015%), а в двух случаях выявлено присутствие золота.

Геологические условия залегания и строение залежей охарактеризованных разновидностей богатых магнетитовых руд одинаковы, что подтверждается их переслаиванием в совместных телах (скв. № 737). Важно отметить, что такие проявления встречаются в любой части разреза продуктивного горизонта  $B_2^2$ .

Форма тел рассматриваемых руд, судя по их отсутствию или сокращению мощности в смежных скважинах, отчетливо линзовидная. Нормальная мощность залежей одинаковых по составу руд составляет 0,4-6 м, а неоднородных пачек - до 29 м. Часто встречаются прослои железистых кварцитов. Залегание рудных тел относительно слоистости согласное, либо близкое к согласному.

Структурный контроль богатого оруденения выяснен лишь в общих чертах. Обычно рудопоявления приурочены к зонам смятия железистых кварцитов и вмещающих кварцито-сланцев, где резко выражены раздувы и пережимы мощности слоев этих пород. В отдельных случаях зафиксированы крутосклоняющиеся флексурные складки (скв. № 549, 737). Несомненными причинами изменения мощностей являются перераспределение материала более пластичных пород (сланцы, кварцито-сланцы) и неполный будинаж относительно жестких железистых кварцитов. Именно этими причинами мы склонны объяснить сокращение до 80 м и изменение состава пород и руд горизонта  $B_2^2$  в зоне пере-

сечения его скважиной № 737 (рис. II).

Околорудные явления во вмещающих железистых кварцитах отчетливо выражены. В околорудных зонах мощностью 2-5 м сокращается число и мощность кварцевых слоев. Широко развиты явления резкого выклинивания и будинажа кварцевых слоев при содействии сближении рудных. В итоге у контактов с магнетитовыми рудами в неокисленных железистых кварцитах возрастает концентрация железа до 38-45%.

Наряду с будинами кварцевых слоев и редкими маломощными кварцевыми прослойками в богатых рудах, эти явления свидетельствуют о растворении и выносе кварца из кремнистых слоев. Следствиями перераспределения кварца оказываются его альпийские жилы и гнезда, обильно развитые возле контактов с богатыми рудами.

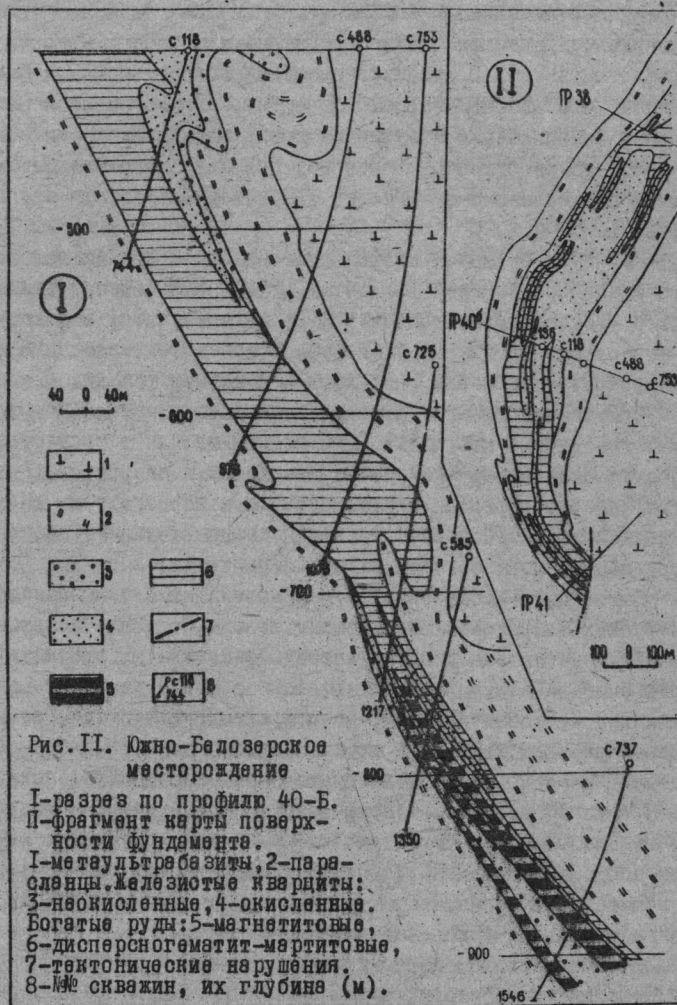
Отмеченные явления развиты не только в магнетитовых и карбонат-магнетитовых кварцитах. Они наблюдаются и в сопутствующих карбонат-силикатных железистых кварцитах и сланце-кварцитах. В них также растворяются кварцевые соли и в результате возникают четко слоистые карбонатные руды или карбонат-силикатные сланцы - безрудные аналоги богатых магнетитовых руд.

Наконец, к числу околорудных явлений в блоках неокисленных железистых кварцитов, включающих залежи богатых магнетитовых руд, необходимо отметить эпигенетическую эндогенную карбонатизацию, которая описана А.И.Никоновым. В этом процессе карбонаты отлагались не только метасоматическим, но и секреторным путем, заполняя открытые трещинки кливжа и другие микрополости. В итоге общая пористость даже слабо карбонатизированных пород и руд понизилась с 4,6-2,7 до 1% и менее, что привело к своеобразной консервации мелких залежей богатых магнетитовых руд среди железистых кварцитов. Этим обстоятельством объясняется и сохранность блоков карбонат-магнетитовых и магнетитовых кварцитов от широко развитых процессов гипергенного окисления и выщелачивания.

Взаимоотношения карбонат-магнетитовых и других разновидностей богатых магнетитовых руд с дисперсногематит-мертитовыми стали более определенными благодаря возможности проследить их взаимные переходы внутри единых залежей. Особенно четко такой переход устанавливается в профиле 40-Б, на котором по восстановлению видна непрерывная смена неокисленных богатых руд пористыми дисперсногематит-мертитовыми рудами (рис. II, I).

Не менее характерны и наглядны взаимоотношения богатых окис-





ленных и неокисленных руд на флангах блоков железистых кварцитов, разделяющих интенсивно оруденевшие части продуктивного горизонта  $B_2^2$  (рис. II, II). На рисунке изображен фрагмент карты поверхности кристаллического фундамента, у которой подобный блок окислен. Здесь хорошо видна форма выклинивания по простиранию залежей дисперсногематит-мартиитовых руд, вдающихся в блок железистых кварцитов узкими эпофизмами.

Такая же картина выклинивания сохраняется и на глубоких горизонтах донного блока, где он представлен уже неокисленными железистыми кварцитами. Но в этом случае на профилях 38-150 и 40-Б можно видеть, что линзовидные тела магнетитовых руд на расстоянии всего 150-250 м от торцов залежей окисленных руд, чередуются с такими же по форме и мощности оперяющими линзовидными телами дисперсногематит-мартиитовых руд. Совместно они протягиваются к залежам окисленных руд и одновременно исчезают на ближайших профилях внутри блока неокисленных железистых кварцитов.

Отмеченные факты убеждают, что описанные выше богатые магнетитовые руды являются прототипом исходного субстрата для образования дисперсногематит-мартиитовых. Причина их сохранности от окисления и выщелачивания заключается в резком снижении водопроницаемости пород и руд вследствие заполнения пор и трещинок альпийскими жилками кварца, карбонатов, талька и других гидротермальных минералов.

Генезис богатых магнетитовых руд следует определить отдельно для карбонат-магнетитовых и тальк-магнетитовых разновидностей, поскольку они явно разновозрастны. Ранее нами показано [14], что карбонат-магнетитовые и карбонат-хлорит-магнетитовые руды возникли путем метаморфогенной метасоматической усадки одноименных железистых кварцитов с сокращением их объема на 25-40%. Усадка обусловлена избирательным растворением хрупких кварцевых слоев в зонах будинажа при сохранении кварца в рудных слоях, где он бронируется от растрескивания и растворения сростками относительно пластичных минералов - магнетита и карбонатов. В этой связи данные руды следует считать остаточными гидротермально-метаморфическими.

Тальк-магнетитовые руды - продукт гидротермального преобразования хлорит (стильпномадан)-магнетитовых и хлорит-карбонат-магнетитовых руд, что обосновано выше - при описании структурных взаимоотношений талька с сопутствующими минералами. Однако, если исходный субстрат талькодержащих руд особых сомнений не вызывает,

то вопрос об источнике и путях миграции гидротерм для оталькования остается неясным.

Оталькование под воздействием метаморфических гидротерм, породивших карбонат- и карбонат-хлорит-магнетитовые руды, исключается на основании независимого от талька существования таких руд и отчетливых признаков более позднего, наложенного образования талькосоудержащих руд.

Наиболее вероятным представляется появление талька под воздействием углекислых растворов, вызвавших серпентинизацию мощного тела ультраосновных пород в ядре Южно-Белозерской синклинали. В какой-то мере с этим же можно связать и отмеченную выше карбонатизацию богатых руд и железистых кварцитов. При таком понимании оталькование, серпентинизация и карбонатизация - одновременные процессы, представляющие разные продукты регрессивного метаморфизма.

Общепризнано, что богатые дисперсногематит-мартитовые руды Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений в полной мере представляют саксаганский тип оруденения. Поэтому охарактеризованные выше их взаимоотношения с богатыми магнетитовыми рудами, а также соображения о метаморфическом генезисе последних можно распространить и на другие месторождения саксаганского типа.

#### О ПОВЕДЕНИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ОКИСЛЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И ОБРАЗОВАНИИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД БЕЛОЗЕРСКОГО РАЙОНА

На территории Белозерского железорудного района известны три месторождения богатых остаточных руд: Северо-Белозерское, Южно-Белозерское и Переверзевское. Рудные тела приурочены к средней (железорудной) подсвите белозерской свиты. Среди них выделяется два морфологических типа - близповерхностный и глубинный. Оба типа сложены дисперсногематит-мартитовыми рудами. Близповерхностные залежи присутствуют на всех месторождениях и выклиниваются на глубине 300-500 м от поверхности фундамента. Условно глубина их распространения ограничена гипсометрическим уровнем - 600 м. Глубинные залежи развиты только на Южно-Белозерском и Переверзевском месторождениях и прослежены скважинами без признаков выклинивания до уровня 1300 м.

Общепризнано, что близповерхностные тела возникли путем ги-

пергенного обогащения сидероплезит-магнетитовых железистых кварцитов на Южно-Белозерском и Переверзевском месторождениях, а на Северо-Белозерском - за счет железистых кварцитов, преобразованных щелочным метасоматозом в эгирин-рибекит-магнетитовые метасоматиты. Относительно глубинных залежей допускается два варианта генезиса: гипергенный - путем непосредственного обогащения сидероплезит-магнетитовых кварцитов и метаморфогенно-гипергенный, по которому предполагается два соответствующих этапа обогащения железистых кварцитов [13]. Поскольку у поверхности фундамента оба типа рудных тел иногда совмещены, то для исключения возможного влияния процессов близповерхностного обогащения, во внимание принят состав руд глубинных залежей ниже условного уровня - 700 м.

Ниже предпринята попытка проследить поведение микроэлементов при процессах преобразования неокисленных железистых кварцитов в щелочные метасоматиты, в окисленные железистые кварциты и богатые остаточные руды с целью выяснения различий в условиях образования близповерхностных и глубинных залежей, что достигается путем сравнения содержания элементов-примесей в последовательном ряду: неокисленные железистые кварциты → эгирин-рибекит-магнетитовые метасоматиты → окисленные железистые кварциты → богатые остаточные руды (раздельно по близповерхностным и глубинным залежам).

Для решения этой задачи была проведена статистическая обработка результатов полуколичественного спектрального анализа 521 пробы неокисленных и окисленных железистых кварцитов, эгирин-рибекит-магнетитовых метасоматитов и богатых дисперсногематит-мартитовых руд. Результаты обработки сведены в таблицы 5 и 6. В подсчете участвовало 11 устойчиво определяемых спектральным методом элементов. Для каждого элемента вычислялось его среднее содержание ( $\bar{x}$ ) по всем разновидностям железистых кварцитов и руд и относительное содержание в сравниваемых рудах, путем деления среднего содержания ( $\bar{x}$ ) элемента в данной руде или железистом кварците на сумму его средних содержаний ( $\bar{x}$ ) во всех разновидностях железных руд (табл. 5, 6), что позволило судить о подвижности элементов при окислении железистых кварцитов и развитии процессов щелочного метасоматоза.

Как видно из таблиц 5 и 6, сумма относительных содержаний элементов в окисленных железистых кварцитах и богатых рудах, как в близповерхностных, так и глубинных залежах, значительно ниже, чем в неокисленных железистых кварцитах, что особенно характерно для близповерхностных руд. Это свидетельствует о том, что при окис-

Геохимическая характеристика руд  
Ляно-Белозерского и Перевозского  
месторождений (п.10<sup>-3%</sup>)

Таблица 5

Элементы	Железистые кварциты магнетитовые (п=83)		Железистые кварциты ДГМ приповерхностности (п=104)		Железистые кварциты ДГМ верхностная (п=104)		Железистые кварциты ДГМ глубинная (п=57)				
	$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %			
Титан	39,91	8,41	0,211	7,76	0,194	7,91	0,198	7,67	0,192	8,16	0,204
Марганец	393,1	178,0	0,453	45,7	0,116	59,6	0,152	53,5	0,136	56,3	0,143
Ванадий	2,50	0,58	0,232	0,50	0,200	0,51	0,204	0,42	0,168	0,49	0,196
Хром	4,42	0,96	0,217	0,91	0,206	0,83	0,188	0,87	0,197	0,85	0,192
Никель	5,78	0,97	0,168	1,08	0,187	1,21	0,209	0,92	0,159	1,60	0,277
Кобальт	1,02	0,22	0,216	0,18	0,176	0,15	0,147	0,16	0,157	0,31	0,304
Свинец	1,25	0,30	0,240	0,23	0,184	0,19	0,152	0,29	0,232	0,24	0,192
Цинк	9,86	2,06	0,209	2,06	0,209	1,99	0,202	1,76	0,178	1,99	0,202
Медь	6,24	1,26	0,202	1,23	0,197	1,09	0,175	1,14	0,183	1,52	0,244
Олово	0,32	0,08	0,250	0,06	0,188	0,06	0,188	0,06	0,188	0,06	0,188
Цирконий	26,61	5,81	0,218	4,39	0,165	4,28	0,161	5,95	0,224	6,18	0,232
ИТОГО:			2,616		2,022		1,976		1,994		2,374

Геохимическая характеристика руд  
Северо-Белозерского месторождения (п.10<sup>-3%</sup>)

Таблица 6

Элементы	$\Sigma x$	Железистые кварциты магнетитовые (п=42)		Железистые кварциты эг-рб-мт (п=16)		Железистые кварциты ДГМ (п=21)		Руда ДГМ (п=51)	
		$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %	$\bar{x}$	относ. сод. %
Титан	72,29	23,71	0,328	16,38	0,226	14,14	0,196	18,06	0,250
Марганец	478,8	185,7	0,388	179,4	0,375	56,9	0,119	56,8	0,119
Ванадий	3,52	1,14	0,324	0,87	0,247	0,86	0,244	0,65	0,185
Хром	6,29	2,61	0,415	1,31	0,208	1,18	0,188	1,19	0,189
Никель	7,54	2,31	0,306	1,66	0,220	1,67	0,221	1,90	0,252
Кобальт	1,94	0,66	0,340	0,54	0,278	0,37	0,191	0,37	0,191
Свинец	1,65	0,36	0,218	0,81	0,491	0,21	0,127	0,27	0,164
Цинк	14,58	3,99	0,274	4,38	0,300	3,67	0,252	2,54	0,174
Медь	6,66	1,90	0,285	2,12	0,318	1,42	0,213	1,22	0,183
Олово	0,55	0,11	0,200	0,17	0,309	0,16	0,291	0,11	0,200
Цирконий	21,30	6,57	0,308	5,00	0,235	4,76	0,223	4,97	0,233
ИТОГО:			3,386		3,162		2,265		2,139

ПРИМЕЧАНИЕ: п - к-во проб;

ДГМ - дисперсногематит-мартитовые (ая);

эг-рб-мт - эгирин-рибекит-магнетитовые.

лении сидероплезит-магнетитовых железистых кварцитов и щелочных рудных метасоматитов, а особенно при образовании богатых руд, происходит частичный вынос практически всех микроэлементов из исходных пород.

Так, для бесспорно близповерхностных руд, степень выноса колеблется от 25% (Южно-Белозерское и Переверзевское месторождения) до 34% для Северо-Белозерского месторождения. В первую очередь выносятся марганец, в меньшей степени - свинец, германий, галлий, кобальт. Для глубинных руд картина несколько сложнее (табл. 5). Здесь, наряду с выносом основной массы мелких элементов (опять же марганец и, в меньшей степени германий и галлий), происходит также и частичное накопление некоторых из них (никель, кобальт, медь, частично циркон), но в целом вынос преобладает и составляет 14%.

Рассматривая процессы гипергенного окисления и образования богатых руд, все же необходимо отметить, что подвижность мелких элементов в общем остается низкой и только марганец проявляет заметную подвижность во всех типах железных руд, где его содержание при наложении процессов окисления резко падает - примерно в три раза (табл. 5, 2), поэтому марганец можно назвать элементом-индикатором гипергенного окисления железных руд.

Таблица 6 позволяет судить о миграции элементов при щелочном метасоматозе железистых кварцитов. В первую очередь отмечается четкая дифференциация мелких элементов на элементы, концентрирующиеся в процессе метасоматических преобразований и элементы, испытавшие вынос или же оказавшиеся малоподвижными. Такие элементы, как свинец, олово, германий, частично медь и цинк, имеют тенденцию к накоплению, что особенно характерно для свинца, количество которого более чем удваивается. В то же время хром и, в меньшей степени, титан и никель выносятся за пределы зоны щелочного метасоматоза.

Полученные результаты, теперь уже на уровне изучения распределения микроэлементов, позволяют также судить и об относительном возрасте проявления щелочного метасоматоза. Можно с уверенностью сказать, что метасоматоз наложился на железистые кварциты Северо-Белозерского месторождения до их гипергенного окисления и образования богатых руд, так как именно эти процессы обусловили вынос накопившихся при щелочном метасоматозе свинца, олова, германия, меди и цинка (табл. 6).

Наконец, сравнение поведения ряда микроэлементов в приповерх-

ностных и глубинных залежах обнаруживает их отчетливые различия (табл. 5). Они заключаются, в первую очередь, в том, что ряд элементов глубинных залежей (никель, кобальт, медь, частично циркон) имеют тенденцию к накоплению, чего не наблюдается для близповерхностных залежей. Это накопление могло произойти на стадии метаморфогенного обогащения железистых кварцитов, до их гипергенного окисления и связанного с ним выноса микроэлементов.

Установленные различия в поведении мелких элементов выше и ниже условной границы раздела близповерхностных и глубинных залежей (-600 - (-) 700 м), косвенным образом согласуются с гипотезой двухстадийного формирования глубинных тел остаточных гематитовых руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алешин С.С. Прогноз распространения богатых железных руд на большие глубины по руднику им. К.Либкнехта. - В кн.: Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. Тез. докл. Межведомств. совещ. Киев: Наукова думка, 1973, с.43-44.
2. Алешин С.С. Зона окисления руднике им. К.Либкнехта и ее значение в локализации залежей. - В кн.: Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. Киев: Наукова думка, 1975, с.109-114.
3. Белевцев Я.Н., Бура Г.Г., Дубинкина Р.П., Епатко Ю.М. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, 307 с.
4. Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Стрыгин А.И. Глубинные зоны окисления в породах Криворожского бассейна. - Сов. геология, 1959, № 11, с.110-123.
5. Белевцев Я.Н., Кравченко В.М. Проблема стратиформных железорудных формаций докембрия. В сб.: Геология железных руд докембрийских формаций. Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1984, с.6-16.
6. Бобырь А.Г., Кравченко В.М. О смене с глубиной маритовых руд магнетитовыми на руднике им. Ленина. - В сб.: Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. Киев: Наукова думка, 1975, с.42-44.
7. Дмитриев Э.В. Железные руды сланцевых горизонтов Кривого Рога и их генезис. - Геология рудных месторождений. 1965, т. VII, № 3, с.87-96.

8. Дмитриев Э.В., Кравченко В.М. Процессы глубинного выветривания и зональность их проявления в Саксаганском районе Кривого Рога. - Геология рудных месторождений, т.УП, № 5, 1965, с.76-90.
9. Бпатко Ю.М., Литвинская М.Е. Генетические особенности глубинных зон окисления железисто-кремнистых формаций Украинского щита. - В кн.: Условия образования некоторых типов руд докембрийских железорудных формаций Украины. Препринт ИГФМ, Киев, 1981, с.21-44.
10. Бпатко Ю.М., Додатко А.Д., Эльянов М.Д. Сравнительная характеристика площадных кор выветривания и глубинных зон окисления железисто-кремнистых пород Украинского щита. - Докл. АН УССР, серия Б, 1982, № 12, с.12-15.
11. Зима С.Н., Федорченко В.С., Малахов Ю.Г., Соколовский И.А. Новые цементационные минералы в богатых рудах рудника им.Дзержинского. - В сб.: Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. Киев:Наукова думка, 1975, с.85-86.
12. Кравченко В.М., Дорфман Я.В. Типы зональности железорудных залежей Криворожского бассейна. - В сб.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.:Недра, вып.2, 1967, с.42-59.
13. Кравченко В.М. Первичные метаморфические руды Саксаганской синклинали Криворожского бассейна. Геологический журнал, т.28, вып.2, 1968, с.82-93.
14. Кравченко В.М., Частий Р.А., Федорченко В.С. Карбонат-магнетитовые руды Південно-Білозерського та інших аналогічних родовищ. ДАН УРСР, серия Б, вып.9, 1972, с.785-788.
15. Прожогин Л.Г., Борисенко В.Г., Казак В.М. и др. Роль электрохимических процессов в формировании окисленных железных руд криворожского типа. - В сб.: Геохимия и моделирование процессов образования железных руд докембрийских формаций. - Препринт ИГФМ АН УССР. Киев, 1984, с.5-13.
16. Семененко Н.П., Тохтуев Г.В., Кравченко В.М., Ярошук Э.А. и др. Структура Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах. Киев: Наукова думка, 1981, 188 с.

АДЕЛИНА ГРИГОРЬЕВНА БАТУРИНА, ЯКОВ НИКОЛАЕВИЧ БЕЛЕВЦЕВ, ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ГАНОЦКИЙ, ИВАН ГРИГОРЬЕВИЧ ГОЛОБОРОЛЬКО, ЯКОВ ЗАХАРОВИЧ ДОРФМАН, ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ БПАТКО, ОЛЬГА АЛЕКСАНДРОВНА КАЛИНИЧЕНКО, ЕВГЕНИЙ НИКОЛАЕВИЧ КОЧАНОВ, ВИКТОР МИХАЙЛОВИЧ КРАВЧЕНКО, РЕВМИРА АЛЕКСАНДРОВНА КРАВЧЕНКО, ВИКТОР АЛЕКСАНДРОВИЧ ЛИПИЛИН, ИННА ГЕОРГИЕВНА МОРОЗ, ЕКАТЕРИНА ЕВГЕНЬЕВНА ПОЛЯКОВА.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
САКСАГАНСКОГО ТИПА

Печатается по постановлению  
Ученого совета Отделения  
металлогении ИГФМ АН УССР

Подп. к печ. 26.08.84 БФ 48677 Формат  $24 \times 16$  Бумага ГЛМ  
Печ. офс. Усл. печ. л. 3,25 Уч. изд. л. 3,05 Тираж 300  
Зак. 4-770. ЦЕНА 25 коп.

Киевская книжная типография научной книги. Киев, Репина, 4.