

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

МАКСИМОВ ПРОКОПИЙ НИКОЛАЕВИЧ

**МОРСКИЕ ЖЕЛЕЗНЯКИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЯТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО
БАССЕЙНА: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ (ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ, КАЗАХСТАН)**

Специальность:

1.6.10 – «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических
наук, Рудмин М.А.

Томск, 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОГО БАССЕЙНА	11
1.2. Состояние проблемы о механизмах формирования морских железняков.....	11
1.2. История изучения морских железняков западной части Аятского бассейна	13
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.....	15
2.1. Материал	15
2.2. Методы исследования	15
2.3. Расчет геохимических индексов	17
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА.....	19
3.1. Стратиграфия мел-палеогеновых пород осадочного чехла.....	19
3.2. Геолого-структурное положение Аятского железорудного бассейна.....	21
ГЛАВА 4. ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЯТСКОГО БАССЕЙНА.....	23
4.1. Западный фланг	23
4.2. Восточный фланг	25
4.3. Фациальные условия западной части Аятского бассейна	27
ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЯТСКОГО БАССЕЙНА	32
5.1. Общая характеристика минерального состава морских железняков	32
5.1.1 Морские железняки западного фланга изучаемой части Аятского бассейна.....	32
5.1.2 Морские железняки восточного фланга изучаемой части Аятского бассейна	35
5.2. Морфология и минералогия ооидов железорудных слоев	36
5.2.1. Минералогические особенности ооидов	36
5.2.2. Морфометрические характеристики ооидов	44
5.2.3. Формирования ооидов	44
5.3. Заключение по минералогическим особенностям	47
ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЯТСКОГО БАССЕЙНА.....	49
6.1. Геохимический состав пород	49
6.1.1. Основные химические элементы	49
6.1.2. Микроэлементы	51
6.1.3. Редкоземельные элементы.....	53
6.2. Геохимические индикаторы обстановок осадконакопления.....	55
6.2.1. Показатели щелочности.....	55
6.2.2. Элементы фациального индикатора Ti/Zr.....	56

6.2.3. Интерпритация условий осадконакопления на основе геохимических индексов ..	56
6.2.4. Генетические диаграммы.....	59
6.2.5. Изотопный анализ и содержание органического углерода карбонатного цемента морских железняков	60
6.3. Газово-жидкие включения сидерита	61
6.4. Выводы по геохимическим особенностям	62
ГЛАВА 7. ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ В ИЗУЧАЕМЫХ РАЙОНАХ.....	64
7.1. Геолого-структурная позиция	64
7.2. Палеобстановки накопления железняков.....	65
7.2.1. Условия седиментации.....	65
7.2.2. Палеоклиматические и физико-химические условия формирования железняков в западной части Аятского бассейна	68
7.4. Источники вещества.....	75
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	77
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	78

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Морские железняки представляют собой обогащённые железом осадочные образования, формирующие особый тип пород, имеющий важное палеогеографическое и экономическое значение. Среди них особый интерес представляют ооидовые железняки, характеризующиеся наличием ооидов (оолитов) – сферических концентрически-зональных образований. Наиболее древние проявления этого типа пород известны в верхнепротерозойских толщах Северной (Basta et al., 2011) и Южной Африки (Beukes, 1984), Северной Америки (Lechte et al., 2024; Mloszewska et al., 2015) и Китая (Zhu et al., 2022), где они ассоциируют с железистыми кварцитами. В фанерозойской истории Земли выделяются несколько периодов интенсивного формирования ооидовых железняков. Например, в ордовикско-силурийский период накопление железистых толщ было широко развито в районах Висконсина, Иллинойса (Matheson et al., 2024) и Клинтон (Matheson, Pufahl, 2021; Van Houten, 1985). В девонское время значительные проявления ооидовых железняков отмечаются в пределах Сычуаньской впадины (Li et al., 2021) и Марзукского бассейна (Van Houten, 1981). Особую значимость представляет юрский период, в течение которого сформировались крупные бассейны, такие как Лотарингский (Teysen, 1984) и бассейн Большого Кавказа (Kalinina et al., 2024; Тимофеева, 1966). В меловую и палеогеновую эпохи масштабное накопление железняков происходило в Западной Сибири, где образовалось одно из промышленно значимых месторождений России – Бакcharское (Rudmin et al., 2019; Белоус et al., 1964). Завершающий этап продуктивного формирования ооидовых железных руд относится к неогену и характеризуется образованием буро-железняковых руд Керченского бассейна (Sokol et al., 2020; Шнюков, 1965). Существуют и современные аналоги, например, изучаемые в районе острова Панарея (Di Bella et al., 2019).

Накопление ооидовых железняков происходит в различных фациальных условиях – от континентальных речных (Golubovskaya, 2005; Rudmin et al., 2021¹, 2021²) до морских (Korte, Hesselbo, 2011; Rudmin et al., 2022; Zhu et al., 2022) – и определяется комплексом факторов, включающих характер источников железа, физико-химическую среду, динамику седиментационных процессов и др. Традиционно источником железа во многих классических моделях считались продукты выветривания магматических провинций (в основном базитового состава) (Baïoumy et al., 2017; Novoselov et al., 2023; Страхов, 1947; Холодов и др., 2012). В то же время результаты современных исследований, в частности по материалам

Западной Сибири, смежная территория к Тургайскому прогибу, свидетельствуют в пользу флюидо-литогенной модели формирования ооидовых железняков. Согласно этой концепции, существенную роль играли вверх-диффундирующие металлоносные растворы, мигрировавшие в пределах погребённых рифтовых структур в результате пострифтовой активности и поступавшие в верхние горизонты морского бассейна (Rudmin et al., 2018, 2019, 2020, 2022, 2025).

Аятский железорудный бассейн представляет собой как важный рудоносный район на территории Тургайского прогиба, где сосредоточены обширные залежи осадочных железных руд с общей площадью рудного бассейна около 5 тыс. км² (Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2007; Бекмухаметов, Билялов, 2003; Сидоренко, 1975). Аятские морские железняки представляют собой ценный объект для изучения генезиса морских железняков, поскольку особое место среди них занимают ооидовые железняки.

Во второй половине XX века в качестве источника рудного вещества в Аятском бассейне рассматривались либо продукты кор выветривания Южного Урала (Кротов, 1956; Новохатский, 1957; Сидоренко, 1975), либо скарново-магнетитовых и титаномagnetитовых месторождений складчатого основания (Бекмухаметова, 2003). К настоящему времени известны различные модели и теории, объясняющие условия формирования ооидовых железняков Аятского бассейна. Однако все они являются дискуссионными, например, до сих пор нет четкого понимания механизма аккумуляции железа. Исследователями рассматриваются и химическое осаждение (Кротов, 1956; Новохатский, 1957), и биогенное осаждение (Сидоренко, 1975), а также гипотезы, связанные с протеканием диагенетических процессов (Новохатский, 1957; Страхов, 1953). Выдвигалось предположение о том, что аятские руды могли отлагаться в зоне смешения пресных речных и соленых морских вод, обусловленной трансгрессивно-регрессивной динамикой бассейна (Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2007).

Морфологические признаки ооидов, такие как их округлая форма, гладкая поверхность и структура корок, наряду с различиями в минеральном составе между ядром, концентрическими оболочками и цементом, также не вносят однозначности. Эти характеристики могут быть интерпретированы как в пользу их первичного седиментационного происхождения, так и в пользу сложного многостадийного диагенетического преобразования. Таким образом, для получения однозначных выводов об

условиях формирования железняков Аятского бассейна необходим комплексный подход, объединяющий детальный литофациальный анализ, микроструктурные исследования, а также всестороннее минералогическое и геохимическое изучение ооидовых железняков.

Объектом диссертационного исследования являются морские железняки западной части Аятского железорудного бассейна. **Предмет исследований** – их минералогическая специфика и условия формирования.

Цель исследования – реконструкция условий формирования верхнемеловых морских железняков Аятского бассейна Тургайского прогиба (Северный Казахстан) путем изучения их литофациальных и минералогическо-геохимических особенностей. Для достижения цели были поставлены следующие **задачи**:

1. Выполнение литофациального анализа.
2. Установление стадийности минералообразования и парагенезисов железистых ооидов и пелоидов в процессе седиментогенеза и диагенеза;
3. Выявление геохимической специализации морских железняков и установление форм нахождения редких, редкоземельных элементов (РЗЭ+У).

Научная новизна

1. Предложена литофациальная классификация железняков и вмещающих пород Аятского бассейна на основе минерального состава и текстурно-структурных особенностей
2. Детализирован минеральный состав железистых ооидов, и установлена стадийность их диагенетического преобразования.
3. Выявлена геохимическая специфика руд, заключающаяся в обогащении РЗЭ.
4. Установлена и охарактеризована основная минеральная форма фосфора и РЗЭ в железняках –микровключения фосфатов в кортексе ооидов.
5. Были определены ранее неописанные аутигенные минералы железняков Аятского бассейна, такие как барит, вюртцит и фосфат редкоземельных элементов.
6. Впервые получены данные по составу стабильных изотопов углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) в карбонатах и содержание органического углерода аятских руд, которые помогли установить особенности формирования сидерита.

Практическая значимость работы. Разработанная литофациальная модель создает основу для прогнозирования перспективных площадей в северо-западной части Тургайского

прогиба. Выявленные минеральные разновидности ооидов имеют важное значение при выборе технологий их обогащения и переработки. Установленные особенности распределения редкоземельных элементов в аятских железняках представляют практический интерес для оценки возможностей попутного извлечения редких земель при промышленном освоении месторождений.

Фактический материал и методы исследования. В качестве основного каменного материала для диссертационной работы послужили образцы, отобранные из естественных выходов железных руд и вмещающих пород в западной части Аятского бассейна.

Методика исследования включает следующие виды лабораторно-аналитических работ: петрографический анализ; сканирующую электронную микроскопию (СЭМ); рентгенодифракционный анализ (РДА); рентгенофлуоресцентный анализ (РФА); просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ); Раман-спектроскопия; масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС); изотопная масс-спектрометрия; Rock-eval.

Основные защищаемые положения.

1. Железняки западной части Аятского бассейна формировались в обстановке понижения уровня моря в отличительных условиях седиментации. Ооидовые железняки накапливались при высокой гидродинамической активности придонных вод, а однородные – при низкой. При повышении уровня моря образовывались подстилающие алевролиты бассейна. Изменение области сноса обломочного материала способствовало накоплению перекрывающих песчаников.
2. В морских железняках аятской свиты выделяется восемь основных минеральных разновидностей железистых ооидов и пелоидов. Формирование гётит-бертьериновых, сидерит-гётитовых, гётит-сидерит-бертьериновых, сидерит-бертьериновых, сидеритовых и гипс-бертьериновых разновидностей происходило на ранней стадии диагенеза, образование бертьерин-пиритовых и барит-пирит-бертьериновых на поздней стадии диагенеза при замещении раннедиагенетических форм.
3. Геохимическая специфика морских железняков проявляется в повышенных концентрациях железа, фосфора, а также сопутствующих РЗЭ+У, что отличает их от вмещающих пород. Максимальные концентрации РЗЭ приурочены к железистым

ооидам. Основными минеральными формами РЗЭ являются микровключения фосфатов в кортексе ооидов.

Публикации и апробация результатов исследования. По теме диссертации опубликовано 15 научных работ. Из них 5 статей размещены в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. При этом 5 публикаций изданы в международных журналах, индексируемых в базах данных Scopus и Web of Science и относящихся к квартилям Q1-Q2.

Основные положения диссертации были представлены на 10 всероссийских и международных конференциях, включая: Всероссийскую конференцию «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2021); Международную конференцию «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2021-2024); Всероссийскую Уральскую минералогическую школу (Екатеринбург, 2022); XXXIII молодежную научную школу-конференцию «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (Апатиты, 2022); Всероссийскую школу студентов, аспирантов, молодых специалистов и учёных по литологии (Екатеринбург, 2024); Всероссийскую Рудную школу ЦНИГРИ (Москва, 2024). Публичное обсуждение результатов способствовало их апробации и подтвердило актуальность проведенных исследований.

В рамках работы над диссертацией **соискатель** принимал участие в качестве исполнителя в **двух** грантовых проектах: **РНФ 21-17-00019** «Биогеохимические циклы, источники металлов и эволюция вещества в мел-палеогеновых морских железорудных месторождениях» и **ГЗ Наука FSWW-2023-0010** «Комплексные исследования на базе природных геологических лабораторий».

Структура и объём диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, 7 глав и заключения. общим объемом 89 страниц. В ней содержится 20 рисунков и 4 таблицы. Список литературы включает 127 наименований.

Во **введении** обоснована актуальность темы, определены цели и задачи исследования, указаны объект, предмет, научная новизна и практическая значимость работы. **Глава 1** освещает современное состояние проблемы и содержит обзор изучения морских железняков Аятского бассейна. Особое внимание уделено представлениям о генезисе и составе этих образований, а также проблемным аспектам, требующим уточнения. **Глава 2** описывает исходные материалы, методы получения аналитических проб и методы исследования. **Глава 3** посвящена геологическому строению района. Рассматриваются стратиграфические

комплексы палеозоя, мезозоя и кайнозоя, структура складчатого фундамента и осадочного чехла. Отдельное внимание уделено тектоническим особенностям, определяющим размещение рудоносных слоев. **Глава 4** содержит характеристику литологического строения и литофациальных особенностей морских железняков и вмещающих пород. Рассмотрены разрезы западного и восточного фланга изучаемой (западной) части бассейна. В **главе 5** представлены результаты минералогических исследований. Описан минеральный состав железных руд и отмечены различия в минеральном составе разрезов западного и восточного флангов. Выделены минеральные виды ооидов, проведен анализ их морфологии; на основе выделенных признаков сделаны выводы об особенностях их формирования. **Глава 6** включает геохимическую характеристику морских железняков. Рассматривается распределение макро- и микроэлементов, геохимических индексов, редкоземельных элементов. Изучены газожидкие включения и изотопный состав сидеритового цемента, что позволило уточнить физико-химические параметры осадочной среды. **Глава 7** обобщает факторы, контролирующие распространение и вещественный состав железняков в пределах бассейна. Рассматриваются геолого-структурная позиция, палеогеографическая обстановка, климатические условия, а также возможные источники поступления железа и других металлов в зону осадконакопления. В **заключении** сформулированы основные научные результаты и выводы.

Личный вклад автора заключается в выполнении большей части аналитических исследований. Автором самостоятельно выполнен полный цикл подготовки образцов, включая изготовление шлифов, аншлифов, аналитических проб и отбор монофракций ооидов. Лично проведен ряд исследований: оптико-микроскопические исследования, съемка на сканирующем электронном, силикатный анализ на рентгенофлуоресцентном спектрометре и определение ГЖВ сидерита на рамановском спектрометре. Автором осуществлена комплексная интерпретация всех полученных данных, включая результаты масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и рентгенофлуоресцентного анализа, просвечивающей электронной микроскопии, рентгенодифракционного анализа, а также данных изотопной масс-спектрометрии и Rock-eval анализа. Все теоретические и практические результаты диссертации получены автором лично, что позволило сформулировать основные выводы и положения, выносимые на защиту.

Благодарности. Выражаю благодарность за научное руководство и ценные замечания научному руководителю, Рудмину М. А. Благодарю коллег из Томского политехнического

университета: Якич Т. Ю., Рубана А. С., Краснощекову Л. А., Ананьева Ю. С. и Гаврилова Р. Ю. за ценные советы и консультации. Также искренне благодарю своих друзей и коллег Крутенко Д. С. и Крутенко М. Ф. за помощь и поддержку. Особую признательность выражаю своей супруге, Максимовой Н. А., за постоянное понимание и всестороннюю поддержку в период написания диссертации.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОГО БАССЕЙНА

Может лучше «Морские ооидовые железняки фанерозоя являются широко распространённым типом полезных ископаемых, что обуславливает их активное изучение как с фундаментальной, так и с прикладной точек зрения. Однако несмотря на многолетнюю историю исследований, их генезис продолжает оставаться сложной и открытой проблемой в геологии. Анализ отечественной и зарубежной литературы показывает, что основные научные дискуссии сосредоточены вокруг трёх фундаментальных аспектов: фациальных обстановок, при которых происходило накопление аутигенных железосодержащих минералов; механизмов образования и роста ооидов; а также природы первоисточника железа и механизмов его транспортировки и концентрации в бассейне седиментации. Несмотря на значительный вклад отдельных исследований в изучение этой проблемы, в научном сообществе до сих пор нет единой концепции, которая объединила бы все фактические данные.

1.2. Состояние проблемы о механизмах формирования морских железняков

Первые концептуальные представления о формировании ооидовых железняков начали формироваться в середине XX века. Одной из ранних и наиболее разработанных является *классическая* концепция, предполагающая континентальный снос железа в результате выветривания магматических пород (Petranek, Van Houten, 1997; Salama, 2014; Young, 1989; Белоус и др., 1964; Страхов, 1947; Холодов и др., 2012, 2013). В качестве основного источника железа в рамках данной модели рассматриваются основные и ультраосновные породы (Страхов, 1947; Холодов и др., 2012), поскольку в них наблюдается наибольшее содержание железа (Виноградов, 1962). Мобилизация железа, по данным ряда исследователей (Генералова и др., 1971; Ковалев, 1985; Страхов, 1947; Холодов, 2020) происходила в болотных условиях, где в кислой среде происходило растворение обломочных минералов с формированием железистых растворов, которые впоследствии поступали в систему поверхностного и подземного стока. Растворенное железо, находящееся в форме коллоидов или истинных растворов, транспортировалось речными и подземными стоками и осаждалось в прибрежно-морских зонах смешения с океаническими водами, где происходили резкие изменения pH и Eh-условий (Han et al., 2023; Knox, 1970; Van Houten, Purucker, 1984; Гордеев, 1983; Страхов, 1954; Холодов и др., 2012).

Данная концепция вызывает ряд дискуссионных вопросов. Например, одним из ключевых является вопрос об объемах поставки вещества, необходимых для формирования гигантских месторождений, таких как Бакcharское. Кроме того, в соответствии с логикой модели континентального выноса, в речных системах, особенно в меандрирующих руслах, должны были сохраниться следы накопления железорудных аллювиальных отложений, возраст которых был бы сопоставим или даже старше морских железорудных толщ. Однако известные месторождения континентального генезиса, аналогичные Лисаковскому, приурочены к кайнозойским отложениям и, таким образом, являются более молодыми по сравнению с большинством морских железных руд.

Альтернативная гидротермальная концепция объясняет поступление железа за счет гидротермальной деятельности на морском дне (Di Bella et al., 2019; Kimberley, 1989, 1994; Rudmin et al., 2019, 2022; Sturesson et al., 2000), а также посредством апвеллинга – подъема железоносных глубинных вод (Matheson et al., 2022; Matheson, Pufahl, 2021; Pufahl et al., 2020; Todd et al., 2019). Механизм аутигенного осаждения железосодержащих минералов в этой модели также связывается с изменениями pH и Eh морской среды. Однако и эта концепция сталкивается с рядом сложностей. К ним относятся проблемы реконструкции бескислородных условий на циркулирующем мелководье, необходимость обеспечения стабильных и долговременных условий поставки рудного вещества на протяжении значительного геологического времени. Еще одним фактором, снижающим обоснованность концепции, является отсутствие в большинстве исследований прямых свидетельств гидротермальных процессов (реликты гидротермальных каналов, аналогичных «черным курильщикам») в разрезах железорудных бассейнов. Гидротермальная концепция является относительно молодой и в настоящее время активно развивается и дополняется. Таким образом, на сегодняшний день именно эти две конкурирующие концепции стимулируют углубленное изучение природы морских ооидовых железняков.

Эти два подхода ярко проявляются в дискуссии о генезисе морских ооидовых железняков Бакcharского месторождения Западно-Сибирского бассейна (Rudmin et al., 2019, 2020; Белоус и др., 1964; Павлов, 1989). Данный пример интересен, поскольку Западно-Сибирский бассейн примыкает к Тургайскому прогибу с северной стороны, в пределах которого расположен объект настоящего исследования – Аятский железорудный бассейн. Согласно классической концепции, железо Бакcharского месторождения было вынесено поверхностными водотоками с кор выветривания восточного обрамления Западно-

Сибирского бассейна (Белоус и др., 1964). В последних исследованиях М.А. Рудминым для бакчарских железняков была предложена флюидно-литогенетическая модель формирования (Rudmin et al., 2019, 2020, 2025), подразумевающая принципиально иной источник, связанный с поступлением железа и сопутствующих металлов за счет внутрибассейновой гидротермальной циркуляции.

1.2. История изучения морских железняков западной части Аятского бассейна

Изучение ооидовых железняков в целом для Тургайского прогиба имеет длительную историю, начиная с конца XIX века. Первые упоминания о проявлениях железных руд осадочного происхождения в долине реки Аят относятся к работам геолога А. А. Краснопольского, заложившего основу для дальнейших исследований.

С середины 1940-х годов интерес к геологии меловых отложений Тургайского прогиба значительно возрос в связи с поиском бокситов и разведкой Аятского месторождения ооидовых железных руд. Если ранее исследования ограничивались изучением естественных обнажений вдоль рек Аят и Тобол, то результатом масштабных разведочных работ стало получение значительного объема данных бурения. Полученный керновый материал с обширных территорий существенно углубил понимание геологического строения региона.

Важным этапом стали полевые и разведочные работы конца 1940-х – начала 1950-х годов. В 1946–1950 годах Аятская экспедиция Уральского геологического управления под руководством Д. Д. Топоркова и М. Р. Узбекова провела детальную разведку Аятского месторождения, выявив значительные запасы ооидовых железных руд. Параллельно в 1949 году было открыто Лисаковское месторождение, что подтвердило высокий минерально-сырьевой потенциал региона. Создание в 1956 году Кустанайского геологоразведочного треста, позже преобразованного в Северо-Казахстанское геологическое управление (ГУ) МГ КазССР, способствовало планомерному изучению и освоению ресурсов северной части Тургайского прогиба.

Планомерные и детальные исследования месторождений северо-западной части Тургайского прогиба были начаты с середины 1950-х годов трудами Б. П. Кротова, И. П. Новохатского, Д. Д. Топоркова и А. В. Сидоренко. По условиям залегания и, предположительно, генезису, ими были выделены два принципиальных типа руд: морские ооидовые железняки *аятского типа* и континентальные *лисаковского типа*, – а также создана одна из первых карт распространения аятских руд в северной части Тургайского прогиба.

Накопленный по результатам предшествующих работ фактический материал породил ряд конкурирующих генетических моделей, объясняющих условия формирования ооидовых железняков. В научной литературе сформировались четыре основные гипотезы формирования ооидовых железняков Аятского бассейна: накопление в результате химического осаждения из насыщенных железом морских вод (Кротов, 1956); гипотеза диагенетического замещения (Новохатский, 1949, 1957), объясняющая рудообразование преобразованием первичного осадка под воздействием железо-насыщенных грунтовых вод; биогенная модель (Сидоренко, 1975), ключевую роль в осаждении железа отводящая деятельности микроорганизмов; и накопление в зоне смешения пресных речных и соленых морских вод, обусловленной трансгрессивно-регрессивной динамикой бассейна (Бекмухаметов и Бекмухаметова, 2007).

Что касается процессов формирования самих ооидов железа, то как известно, рудные ооиды часто рассматриваются как первичные седиментационные образования, формирующиеся в условиях подвижной водной среды (Duguid et al., 2010; Rankey, Reeder, 2009; Zhu et al., 2022). Однако применительно к изучаемому объекту данная модель была подвергнута критике. Так И. П. Новохатский (1949) предположил, что рост ооидов и формирование их концентрической зональности являлись постседиментационным процессом, протекавшим уже внутри осадка (Новохатский, 1949). Основным аргументом в пользу этой гипотезы послужил минеральный состав концентров: присутствие хлорита и сидерита, устойчивых в восстановительных условиях, по мнению И. П. Новохатского и позднее Н. М. Страхова (1953), исключало формирование ооидов в аэрированной подвижной воде, характерной для седиментационной модели.

Таким образом, к концу XX – началу XXI века был накоплен значительный фактический материал, но вопросы об источнике рудного вещества, фациальных обстановках и механизмах рудообразования в Аятском бассейне до сих пор остаются дискуссионными.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Материал

Объектом исследования послужили верхнемеловые морские железняки западной части Аятского бассейна, расположенные на левом берегу реки Аят. Всего было отобрано 45 образцов из трёх разрезов, удалённых друг от друга на расстоянии 2-4 км, что соответствует общему охвату территории около 6 км. Пробы взяты из литологически однородных интервалов железорудных толщ и вмещающих пород с минимальными признаками вторичных изменений. Для сравнительного анализа использовались вскрышные породы Варваринского месторождения, расположенного примерно в 20 км западнее основных разрезов; образцы были взяты из коллекции лаборатории Томского политехнического университета. Всего было изучено 60 образцов.

2.2. Методы исследования

Для проведения комплекса аналитических исследований образцы прошли этапы подготовки, включавшие изготовление полированных шлифов и аншлифов, подготовку аналитических проб, прессование таблеток для рентгенофлуоресцентного анализа, а также выделение ооидовой фракции из морских железняков.

Оптическая микроскопия. Петрографические и минераграфические исследования полированных шлифов и аншлифов проводились с использованием микроскопа ZEISS Axio Imager.A2m. В ходе исследований изучались микротекстурные и структурные особенности, а также общая минеральная ассоциация железняков. Анализ включал определение морфологии и состава железистых минералов, с акцентом на выявление структурных характеристик.

Сканирующая электронная микроскопия. Минеральный состав (микровключения) и микроструктурные особенности железняков исследовались с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN Vega 3, оснащённого энергодисперсионным микроанализатором OXFORD X-Max 50 с Si/Li кристаллическим детектором. Исследования проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и интенсивности тока зонда в диапазоне 4-11,5 нА в режиме высокого вакуума. Для получения качественных изображений на поверхность образцов предварительно напылялась углеродная плёнка.

Просвечивающая электронная микроскопия. Для определения минерального состава ооидов, а также изучения их внутренней структуры и кристаллохимических

особенностей использовался метод просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ). Исследования проводились на электронном микроскопе JEOL JEM-2100F при ускоряющем напряжении 200 кВ. Подготовка проб включала несколько последовательных этапов: из обогащённой ооидовой фракции под бинокуляром отбирались отдельные ооиды, из которых затем выделялись их кортексы. Затем образцы измельчались в агатовой ступке до мелкодисперсного состояния, после чего полученный материал наносился на медную сетку, покрытую углеродной плёнкой.

Раман спектроскопия. Для качественной диагностики состава газовой-жидких включений в ооидах применялся метод рамановской спектроскопии. Исследования проводились на спектрометре Thermo Fisher Scientific DXR2 с использованием лазера с длиной волны 785 нм и мощностью 17-20 мВт. Анализ включал запись спектров в диапазоне 0-3300 см⁻¹, что обеспечивало возможность идентификации основных газовых фаз в составе включений сидерита. Экспозиция одного измерения составляла 20 секунд, при этом накопление данных производилось пятикратно.

Рентгенодифракционный анализ. Валовый минеральный состав морских железняков определяли методом рентгенодифракционного анализа. Исследования проводились на дифрактометре Bruker D2 Phaser с использованием CuK α -излучения (длина волны – 1,5406 Å). Порошкообразные образцы сканировались в диапазоне углов 2 θ от 3° до 70° с шагом 0,02°. Съёмка выполнялась при рабочих параметрах рентгеновского излучения: напряжение 40 кВ и ток 40 мА, что обеспечивало высокую интенсивность сигнала и чёткость дифракционных пиков.

Рентгенофлуоресцентный анализ. Химический состав (содержания основных оксидов) образцов определяли методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии на микроанализаторе HORIBA XGT 7200, Анализ проводили при ускоряющем напряжении 50 кВ и токе рентгеновской трубки 0,5 мА. Диаметр анализируемого пучка составлял 1,2 мм, время измерения на точку – 100 секунд. Количественное содержание основных оксидов рассчитывали методом фундаментальных параметров с использованием калибровочных кривых, построенных на основе набора стандартных образцов горных пород (СГХ-1, СГХ-3, СГХ-5, СГХМ-1, СГХМ-2, СГХМ-3, СДУ-1, СТ-2а, СГД-2а, СКД-1, СГ-3, СГ-4).

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Для определения химического состава образцов использовался масс-спектрометр с индуктивно связанной

плазмой (ИСП-МС) iCAP Qc (ThermoFisher Scientific). Для ИСП-МС навески по 100 мг разлагались в автоклавах с очищенными кислотами (HCl, HF, HNO₃) при микроволновом нагреве до 210 °C. Для перевода нерастворимых фторидов редкоземельных элементов в раствор добавлялся раствор борной кислоты, повторно нагреваемый до 170 °C. После охлаждения растворы доводились до 50 мл и разбавлялись с добавлением In (5 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Анализ проводился с использованием откалиброванных стандартов (1-100 ppb), а финальные концентрации рассчитывались с учётом пустого образца, массы навески и коэффициента разбавления.

Пиролиз. Для определения содержания органического и минерализованного углерода в образцах использовался анализатор ROCK-Eval 6 (Vinci Technologies). Методика включала нагрев пробы массой около 100 мг: сначала до 300 °C для выделения летучих углеводородов, затем до 600 °C для высвобождения пиролитических углеводородов. В процессе анализа регистрировалось соотношение CO к CO₂, выделяемых при термическом разложении образцов, с помощью детектора с инфракрасным источником, что позволило количественно определить общее содержание органического углерода (Total Organic Carbon – TOC). Дополнительно рассчитывались основные пиролитические параметры, включающие содержание свободных углеводородов (S1), углеводородных продуктов пиролиза (S2), индекс продуктивности (PI), водородный (HI) и кислородный (OI) индексы, а также содержание минерализованного углерода (MINC).

Изотопная масс-спектрометрия. Изотопный состав углерода и кислорода в сидеритовом цементе определяли методом газовой фазной масс-спектрометрии. Для выделения целевых компонентов образцы подвергались разложению в 100%-ной фосфорной кислоте при температуре 50 °C в токе гелия. Образующиеся в процессе реакции газообразные продукты направлялись на анализ в масс-спектрометр, оснащённый двойной системой ввода, что обеспечивало высокую точность и стабильность измерений. Изотопные соотношения выражали в значениях $\delta^{13}\text{C}$ относительно международного стандарта V-PDB и $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта V-SMOW.

2.3. Расчет геохимических индексов

Для оценки геохимических обстановок был применен комплекс геохимических индикаторов, включающий аномалии церия и европия и факторы обогащения (enrichment

factors - EF). Нормирование содержаний проводилось относительно стандартного состава постархейского австралийского сланца (PAAS) (Taylor, McLennan, 1985).

Расчет Ce-аномалии выполнялся с использованием формулы (1):

$$Ce/Ce^* = Ce_{SN}/(0,5La_{SN} + 0,5Pr_{SN}), \quad (1)$$

где Ce_{SN} , La_{SN} , Pr_{SN} – нормированные содержания соответствующих элементов.

Определение Eu-аномалии проводилось по формуле (2):

$$Eu/Eu^* = Eu_{SN}/\sqrt{Sm_{SN} \times Gd_{SN}}, \quad (2)$$

где Eu_{SN} , Sm_{SN} , Gd_{SN} - нормированные концентрации элементов.

Расчёт фактора обогащения (EF) выполняется по формуле (3):

$$EF_{Me} = (Me/Al)_{образца}/(Me/Al)_{PAAS}, \quad (3)$$

где Me – содержание исследуемого элемента. В качестве индексов окислительно-восстановительный условий изучались EF_{Mo} , EF_U , и EF_V . Эти элементы являются хорошими индикаторами условий осадкообразования, поскольку их поведение значительно различается в окислительных и восстановительных обстановках (Tribovillard et al., 2006).

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Аятский железорудный бассейн расположен в северо-западной части Тургайского прогиба (рис. 1). В геологическом плане бассейн оконтурен со всех сторон крупными тектоническими структурами (рис. 1). С восточной стороны его граница проводится по зоне Центрально-Тургайского разлома, с западной – по Тобольскому разлому. Южная граница бассейна проводится по Кустанайскому поднятию, а северная – по зоне Качарского широтного разлома (Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2014; Сидоренко, 1975; Топорков, 1958). В рамках настоящего исследования объектом изучения послужила западная часть Аятского бассейна. В пределах этой территории автором выделяются западный и восточный фланги, разделенные Ливановским субмеридиональным разломом (рис. 1).

3.1. Стратиграфия мел-палеогеновых пород осадочного чехла

Геологическое строение района Аятского бассейна характеризуется чередованием континентальных и морских отложений мел-палеогенового возраста. Меловой стратиграфический разрез начинается с континентальных отложений сеноман-туронского возраста, к которым относятся бокситоносные осадки новокозыревской свиты и озерно-аллювиальные отложения шетигирской свиты (Папулов и др., 1990). Выше залегают прибрежно-морские отложения сантон-кампанского возраста, представленные эгинсайской и аятской свитами, которые перекрываются журавлевской свитой маастрихтского возраста (Папулов и др., 1990). Следует отметить, что на восточном фланге изучаемой территории аятская свита местами несогласно залегает непосредственно на породах палеозойского фундамента.

Среди перечисленных свит именно аятская является основной рудовмещающей толщей и характеризуется максимальными концентрациями железа (Сидоренко, 1975; Топорков, 1958). Согласно данным предшественников (Аграновская и др., 1957; Папулов и др., 1990; Топорков, 1958), морские железняки приурочены к различным стратиграфическим уровням аятской свиты. Эта особенность, по-видимому, обусловлена сложным и расчленённым палеорельфом морского дна в сантон-кампанское время. При прослеживании слоев с запада на восток выявляется закономерное изменение условий их залегания: на западном фланге бассейна железняки образуют базальный слой аятской свиты, лежащий непосредственно на бокситоносных отложениях сеноман-туронского возраста. На восточном фланге рудные слои залегают в средней части аятской свиты – над подстилающими алевролитами, песчаниками и

базальными галечниками. Мощность аятской свиты изменяется от 10 до 24 м. По мнению предшественников (Кротов, 1956; Сидоренко, 1975; Топорков, 1958) относительно синхронное появление железорудных отложений в различных частях бассейна указывает на единовременное хомогенное осаждение отложений морских железняков в пределах Аятского бассейна.

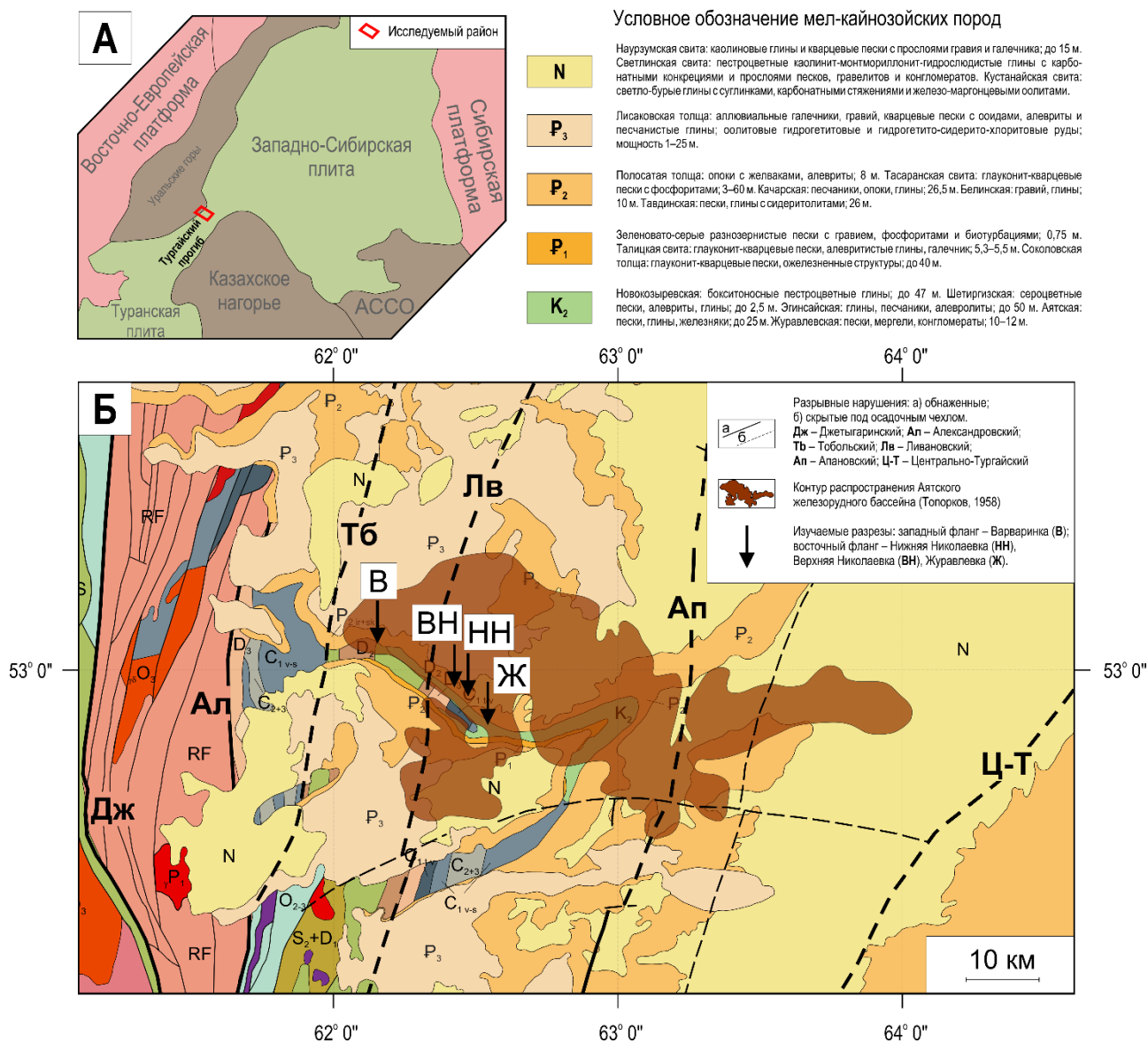


Рисунок 1. Обзорная (А) и геологическая (Б) схемы района исследований с границами Аятского железорудного бассейна (Топорков, 1958) и точками отбора проб.

Палеогеновая система в регионе сложена как морскими (палеоцен-эоцен), так и завершающими разрез континентальными (олигоцен) образованиями. Нижний палеоген (палеоцен-эоцен) представлен морскими отложениями: талицкой свитой (зеландский ярус) и

соколовской толщей (танетский ярус; Васильева, 2007; Левина и др., 1989). Эоценовые отложения (ипрский-лютетский ярусы) включают полосатую толщу, тасаранскую свиту, качарскую и белинскую толщи, а также тавдинскую свиту (Васильева, 2007; Беньямовский и др., 1991; Козлова, 1989). Верхний палеоген (олигоцен) представлен континентальной лисаковской толщей (рюпельский ярус), которая характеризуется наиболее высокими концентрациями железа среди палеогеновых отложений. Данная толща сложена аллювиальными галечниками и гравийно-песчаными отложениями, содержащими железистые ооиды, и включает в себе пластообразные залежи ооидовых железных руд. Мощность толщи варьирует от 1 до 25 м (Яницкий, 1960).

Таким образом, анализ литературных данных показывает, что в регионе не выявлено континентальных железорудных отложений, совозрастных аятским (сантон-кампан), а также морских железорудных образований, синхронных лисаковским (олигоцен). Отсутствие изохронных аналогов ставит под сомнение гипотезу о континентальном сносе железорудного вещества в бассейны седиментации. В частности, для Лисаковского месторождения, несмотря на предполагаемую восточную направленность палеотечений (Rudmin et al., 2021; Яницкий, 1960), характерно отсутствие более крупных олигоценовых железорудных отложений восточнее, которые можно было бы ожидать в случае континентального сноса.

3.2. Геолого-структурное положение Аятского железорудного бассейна

Структурное положение Аятского железорудного бассейна предопределено строением его палеозойского фундамента, который сложен мощной осадочно-вулканогенной толщей девонского и каменноугольного возрастов. В её составе отмечаются эффузивы (порфириты, спилиты, долериты) и пирокластика (туфы, вулканические брекчии, туффиты), которые чередуются с карбонатными (известняки) и терригенными (алевролиты, песчаники, аргиллиты) породами (Дымкин, 1966; Лазаренков, 1968). При анализе структуры района автор опирался на работы уральских и казахстанских исследователей (Акылбеков и др., 2019; Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2015; Дымкин, 1966; Кобзарь, 1968).

В региональном структурном плане Аятский бассейн приурочен к зоне сочленения трех структурно-формационных зон: Зауральской зоны Мугоджарской складчатой системы, а также Валерьяновской и Боровской зон Тургайской складчатой системы (Акылбеков и др., 2019; Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2015; Дымкин, 1966; Кобзарь, 1968). Границы между этими зонами проводятся по Ливановскому и Апановскому разломам соответственно. Особый

интерес в данном узле представляет Валерьяновская зона, для которой характерно широкое развитие интрузивной деятельности основного и среднего состава. С контактовыми зонами этих интрузий с вмещающими породами связано формирование крупных скарновых месторождений железных руд, таких как Соколовское, Сарбайское, Качарское и Ломоносовское. Данная рудоносная зона известна в литературе как Главный железорудный пояс Тургая. Отдельно также стоит упомянуть Ливановский разлом, разделяющий западную часть бассейна на западный и восточный фланги. Разлом представляет собой унаследованную структуру, проявившаяся на верхнемеловые отложения западной части Аятского бассейна. Вероятно, его активность в сантон-кампанское время привела к формированию различающихся стратиграфических разрезов на сопредельных блоках (флангах). И именно этим объясняется различный характер залегания рудных горизонтов Аятского бассейна.

Таким образом, анализ геолого-структурного положения позволяет предположить, что локализация морских железняков аятской свиты контролировалась структурными элементами палеозойского фундамента. О наличии такого структурного контроля свидетельствует пространственная связь крупных скарновых месторождений фундамента с месторождениями в осадочном чехле. Кроме того, на рудоконтролирующую роль Ливановского разлома, унаследованную от структурного плана фундамента, указывают различия в характере залегания рудных горизонтов на его западном и восточном флангах.

ГЛАВА 4. ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЯТСКОГО БАССЕЙНА

Литофациальная характеристика верхнемеловых отложений западной части Аятского бассейна проведена с целью выполнения реконструкции условий осадконакопления и определения факторов, контролирующих пространственное размещение слоев морских железняков. Основой для анализа послужили материалы предшественников и данные полевых исследований, проведенных автором. В главе представлено детальное литологическое описание разрезов западного и восточного флангов изучаемой территории. Изучение текстурных и структурных особенностей верхнемеловых пород позволило выделить и охарактеризовать основные литофациальные типы, а также интерпретировать фациальные обстановки их формирования.

4.1. Западный фланг

В пределах западного фланга изучаемой части Аятского бассейна верхнемеловые отложения представлены тремя основными литотипами. В основании разреза непосредственно на сеноман-туронских бокситоносных породах залегают бурые морские ооидовые железняки. Эти породы имеют плотную структуру, с характерным распределением цемента и обломочных компонентов. Минералогически железняки на 40-50 % сложены карбонатным цементом, представленным сидеритом, на 30-40 % – железистыми ооидами сферической и субсферической формы размером 0,5-0,7 мм (рис. 2 А, Б). Внутреннее строение ооидов включает кварцевое ядро и кортекс, состоящий из чередующихся скорлуповатых зон с преобладанием сидерита или бертьерина. По периферии многих ооидов имеются изопахитовые структуры. В составе присутствует детрит, микротрещины ооидов нередко заполнены сидеритом с микровключениями пирита. На долю второстепенных минералов и аллотигенных зерен приходится до 10 % общего объема.

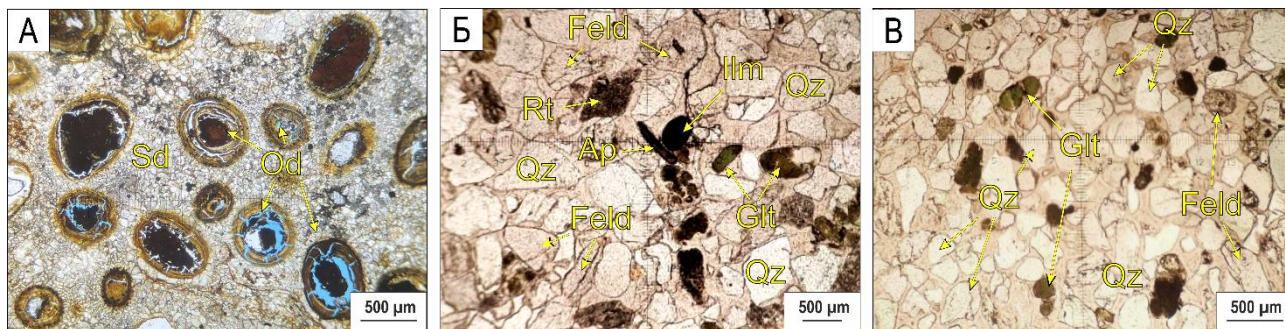


Рисунок 2. Петрографические снимки основных литотипов западного фланга западной части Аятского бассейна: А – ооидовый железняк с сидеритовым цементом; Б – крупнозернистый глауконит-кварцевый песчаник с глинистым цементом В – среднезернистый глауконит-кварцевый песчаник с кремнистым цементом. Ap – апатит; Feld – полевые шпаты; Glt – глауконит; Od – ооиды; Qz – кварц; Sd – сидерит; Ilm – ильменит; Rt – рутил.

Выше по разрезу развиты слабо сцементированные крупнозернистые глауконит-кварцевые песчаники серовато-бурого цвета с пористой текстурой и рыхлой структурой (рис. 2 Б). Песчаники состоят преимущественно из окатанных зёрен кварца (60 %), калиевых полевых шпатов (25 %) и глауконита (10 %), а также ильменита, магнетита, рутила и апатита (рис. 2 Б), доля которых составляет не более 5 % от общей минеральной массы. Размер обломков кварца достигает 1,5 мм в диаметре, тогда как обломки калиевых полевых шпатов (КПШ), ильменита, магнетита и некоторых других акцессорных минералов не превышают 1 мм в диаметре. В среднем размер обломочного материала составляет 0,7-1 мм. Цементом для данного литотипа служат глинистые минералы, иллит-сметитового состава. Степень сортировки обломочного материала ближе к неравномернозернистой. Мощность этих песчаников в среднем составляет 1,5 м.

Перекрывающий литотип западного фланга представлен крепко сцементированным среднезернистым глауконит-кварцевым песчаником серого цвета, с зеленым оттенком (рис. 2 В). В их составе доминирует кварц (35 %), кремнистый цемент (30 %), калиевые полевые шпаты (15 %), глауконит (10 %), пирит (5 %) и акцессорные минералы – апатит, магнетит, рутил и циркон (5%). Зерна обломочного материала размером около 0,5-0,6 мм имеют полуокатанную и полуугловатую форму (рис. 2 В). Размер глобулей глауконита не превышает 0,3 мм. Пирит имеет аутигенное происхождение, образует фрамбоидальные агрегаты и преимущественно встречается в трещинах глобулей глауконита. Мощность данного литотипа достигает 3,5 м.

Вертикальная последовательность литотипов западного фланга в разрезе отражает трансгрессивную серию. Формирование базальных ооидовых железняков скорее связано с обстановкой минимального сноса обломочного материала, обусловленной удалённым или низкорельефным источником сноса. Наличие в разрезе слабо сцементированных песчаников с окатанными, но плохо отсортированными зёрнами указывает на фазу активного поступления обломочного материала с близко расположенного источника. В свою очередь, переход к вышележащим хорошо отсортированным песчаникам может быть следствием

продолжающейся трансгрессии в сторону Южного Урала, приведшей к увеличению расстояния транспортировки и, как следствие, к лучшей сортировке осадочного материала.

4.2. Восточный фланг

На восточном фланге изучаемой части бассейна наблюдается четыре литотипа верхнемеловых пород. В основании разреза залегают алевролиты с прослоями песчаников. Алевролиты имеют серо-жёлтую и серовато-бурую окраску, тонкополосчатую текстуру и тонкоалевритовую, равномернозернистую структуру (рис. 3 А). Их минеральный состав представлен зёрнами кварца и полевых шпатов размером 0,01-0,02 мм в глинистом цементе иллит-сметкитового состава. Пески, встречающиеся в виде прослоев, отличаются рыхлой текстурой и неравномернозернистой структурой; их цемент часто насыщен оксидами железа. Вблизи контакта с железняками повсеместно фиксируются зоны сидеритизации и появление буроватых и рыжеватых оттенков в породах.

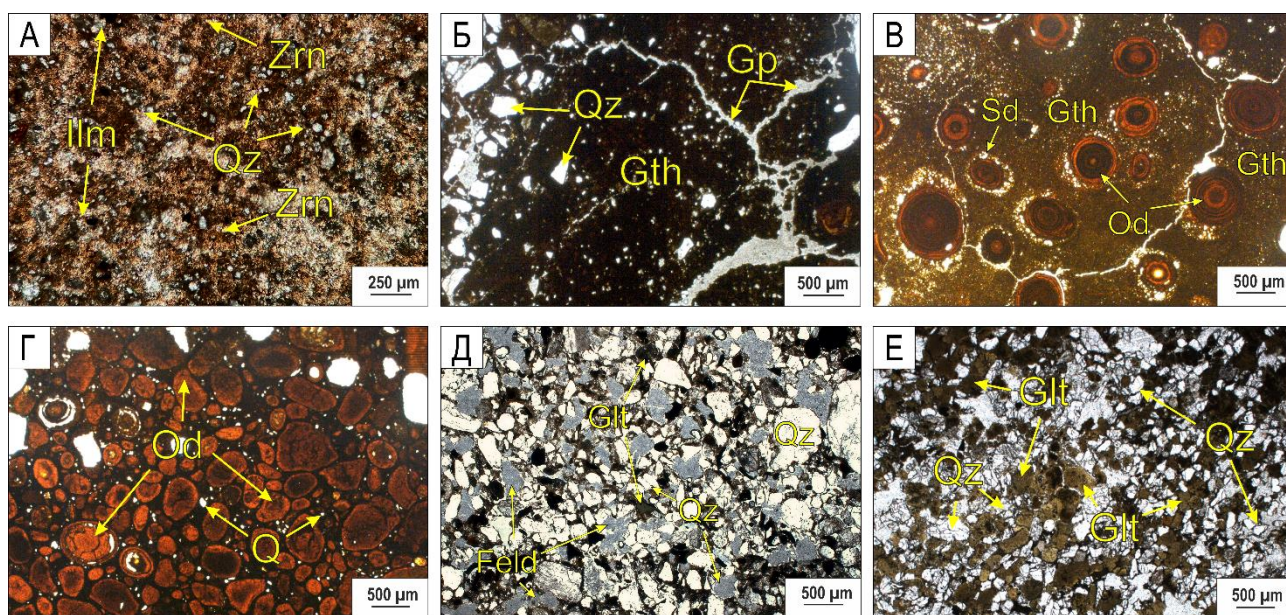


Рисунок 3. Петрографические снимки литотипов восточного фланга западной части Аятского бассейна: А – равномернозернистый алевролит с глинистым цементом; Б – однородный железняк с прожилками гипса и мелкозернистыми обломками кварца; В – ооидовый железняк с сидерит-гетитовым цементом; Г – ооидовый железняк с алевролитовым материалом; Д – глауконит-кварцевый песчаник со средне- и крупнозернистым терригенным материалом. Е – глауконит-кварцевый песчаник преимущественно со среднезернистым обломочным материалом. Feld – полевые шпаты Glt – глауконит; Gp – гипс; Od – ооиды; Qz – кварц; Sd – сидерит, Ilm – ильменит; Zrc – циркон.

Выше залегают однородные железняки желтовато-бурой окраски мощностью до 1,2 м, обладающие равномерной плотной структурой и массивной текстурой (рис. 3 Б). Минеральный состав представлен гётитом (45-50 %), сидеритом (15-20 %), гипсом (10-25 %) и кварцем (5-20 %). Кварцевые зёрна хорошо отсортированы, слабоокатаны, их размер не превышает 0,25 мм. В породе характерно развитие мелких призматических кристаллов гипса, локализованных по трещинам (рис. 3 Б), а околотрещинные пространства замещены сидеритом. Выходы данного литотипа на дневную поверхность прослеживаются лишь в разрезе Нижняя Николаевка на протяжении 250-300 м, тогда как в смежных разрезах Верхняя Николаевка и Журавлевка он не встречается. Формирование данного литотипа, по-видимому, связано с углублениями донного рельефа – межбаровыми понижениями или внутрибассейновыми мульдами, где наблюдаются условия гидродинамического покоя, отражающиеся в отсутствии ооидов.

Следующий литотип представлен ооидовыми железняками бурого цвета общей мощностью около 2 м, характеризующимися ооидовой структурой и массивной текстурой (рис. 3 В, Г). Породы содержат 10-20 % терригенного материала, представленного преимущественно угловатыми и слабоокатанными зёрнами кварца размером до 0,5 мм. Цемент представлен карбонатно-глинистым материалом. Ключевой особенностью литотипа является латеральная изменчивость состава: в направлении от Верхней Николаевки (рис. 3 В) к Журавлевке (рис. 3 Г) наблюдается закономерное увеличение содержания ооидов в породе (от 20 до 60 %) и роста их размеров (от 0,1-0,3 мм до 0,3-0,7 мм). Наряду с целыми ооидами часто встречаются разрушенные разности, вокруг которых формируются новые концентрически-зональные образования. В отдельных участках толщи присутствуют прослои гипса мощностью 3-4 см и протяжённостью до 30 м. В отличие от ооидовых железняков западного фланга здесь практически отсутствуют органические остатки.

Завершают разрез среднезернистые песчаники светло-серого цвета, местами с зеленоватыми оттенками, обусловленными присутствием глауконита (рис. 3 Д, Е). Обломочный материал представлен преимущественно кварцем, реже калиевыми полевыми шпатами и единичными зёрнами магнетита, ильменита и рутила (рис. 3 Д). В восточном направлении по изучаемым разрезам содержание полевых шпатов последовательно уменьшается вплоть до полного исчезновения (рис. 3 Е). Параллельно наблюдается уменьшение размеров обломочного материала: происходит смена доминирующей фракции с 0,6 мм (рис. 3 Д) до 0,4 мм (рис. 3 Е) при сохранении общего диапазона вариации от 0,1 до 0,8

мм. Наряду с этим, в восточном направлении отмечается повышение содержания глауконита от 10% (рис. 3 Д) до 30% (рис. 3 Е) при сохранении размера его глобулей до 0,4 мм. Стоит отметить, что присутствие органических остатков, включая гастроподы, отмечается только в восточном фланге, в отличие от отложений западного фланга, где подобные находки не зафиксированы. Цемент преимущественно глинистый, однако в зоне контакта с подстилающими железняками наблюдается тонкий (до 0,1 м) прослой с глинисто-сидеритовым составом цемента, характеризующийся повышенной плотностью. Мощность всего слоя песчаников составляет более 2 м.

На восточном фланге алевролиты, подстилающие ооидовые железняки, содержат больше акцессорных минералов (рис. 3 А), чем перекрывающие их песчаники (рис. 3 Д, Е). Это противоречит ожидаемому распределению. В случае единого источника сноса обломочного материала тяжелые минералы должны были бы концентрироваться в более крупнозернистой псаммитовой фракции. Это несоответствие может свидетельствовать о смене источника сноса во время накопления отложений перекрывающих песчаников. Данные по западному флангу подтверждают эту гипотезу: повышенное содержание акцессорных минералов (рис. 2 В) и наличие крупнозернистых разностей (рис. 2 Б) в перекрывающих песчаниках позволяют сделать вывод о том, что при накоплении песчаников на обоих флангах обломочный материал поступал с западного направления.

4.3. Фациальные условия западной части Аятского бассейна

Анализ условий залегания, текстурно-структурных особенностей и минерального состава пород в пределах западной части Аятского бассейна позволил выделить терригенные и хемогенные литофации (рис. 4). К терригенным фациям отнесены алевролиты с прослоями разнозернистых песчаников (F1), а также средне- и грубозернистые кварц-глауконитовые песчаники (F2). Хемогенные литофации представлены однородными железняками с прослоями мелкозернистого песчаника (F3) и ооидовыми железняками с незначительной примесью мелкозернистого песчаника (F4) и тонкими прослоями гипса (рис. 4).

поступления крупнозернистого материала, вероятно связанные с кратковременными событиями повышенной энергии (штормовые воздействия, прибрежные течения), приводили к формированию тонких песчаных прослоев. В латеральном направлении с запада на восток наблюдается тенденция к уменьшению размеров зёрен в прослоях вплоть до их полного выклинивания. Такие условия, вероятно, характерны для начальной стадии трансгрессии (рис. 5), когда терригенный материал поступал с относительно близко расположенных источников сноса.

Выше по разрезу выделяется *литофация однородных железняков с мелкозернистым песчаником (F3)*, распространённая ограниченно и приуроченная к отдельным участкам пониженного рельефа дна (рис. 5). Её формирование связано с изменением обстановки осадконакопления в период начавшегося отступления моря, когда большая часть площади обнажилась, а осадконакопление продолжалось лишь в наиболее пониженных участках, к примеру в районе разреза Нижней Николаевки (рис. 5). В этих местах сохранялась слабая связь с морской акваторией, но приток воды и водообмен были ограничены, что привело к накоплению тонкодисперсного железистого материала в спокойных условиях. Отсутствие ооидов и наличие гипса отражают замедленный водообмен и частичное испарение воды, вероятно, в мелководных, слабо циркулирующих зонах.

После накопления пород *литофации однородных железняков F3* в разрезе Нижней Николаевки (рис. 4) вновь появляются отложения *литофации алевритов (F1)*, что возможно отражает общее выравнивание рельефа морского дна и повышение уровня моря (рис. 5). Формирование этой литофации происходило в условиях относительно спокойной гидродинамики и возобновившегося поступления тонкодисперсного обломочного материала.

На следующем этапе сформировалась *литофация ооидовых железняков с мелкозернистым песчаником (F4)* по всей западной части Аятского бассейна (рис 4), связанная с переходом к более открытым и динамичным условиям осадконакопления (рис. 5). Здесь усилились придонные течения, обеспечивавшие постоянное движение частиц и их многократное перекачивание, что способствовало росту ооидов с формированием концентрически-зональных кортексов железистого состава. Существенное превышение размеров ооидов (0,1-0,7 мм) над алевритовой фракцией (0,02-0,05 мм) указывает на относительно высокую гидродинамику среды по сравнению с условиями накопления алевритов. Наличие разрушенных ооидов, служивших ядрами для нового роста

концентрически-зональных кортексов, служит дополнительным подтверждением влияния активных придонных течений. В верхней части литофации отмечаются гипсовые стяжения (рис 4, Нижняя Николаевка), появление которых, вероятно, связано с кратковременным снижением водообмена и частичным испарением морской воды в пределах мелководного участка. Эти процессы указывают на локальное проявление лагунных условий, на завершающем этапе накопления данной литофации (рис. 5).

Заключительный этап осадконакопления представлен *литофацией глауконит-кварцевых средне- и крупнозернистых песчаников (F2, рис. 4)*. Постоянный приток обломочного материала, вероятно, осуществлялся уже с западного направления – со стороны кор выветривания Южного Урала, что подтверждается латеральными изменениями гранулометрического и минералогического состава песчаников (рис. 3 Д, Е). Наличие раковин морских фоссилей указывает на формирование осадков в открытой прибрежно-морской обстановке, более глубокой по сравнению с остальными описанными литофациями (рис. 5). Согласно данным предшественников (Киприянова, 1977), появление морской фауны в верхнемеловых отложениях региона связывается с активным притоком морских вод со стороны Западно-Сибирского палеоморя, что, вероятно, отражает финальную фазу трансгрессивного развития бассейна в сантон-кампанское время.

Таким образом, литофациальная последовательность западной части Аятского бассейна отражает постепенный переход от мелководных, локально ограниченных морских условий (F1, F3, F4) к формированию открытого прибрежно-морского бассейна (F2). Усиление сноса обломочного материала с запада и постепенное углубление акватории указывают на трансгрессивный характер осадконакопления.

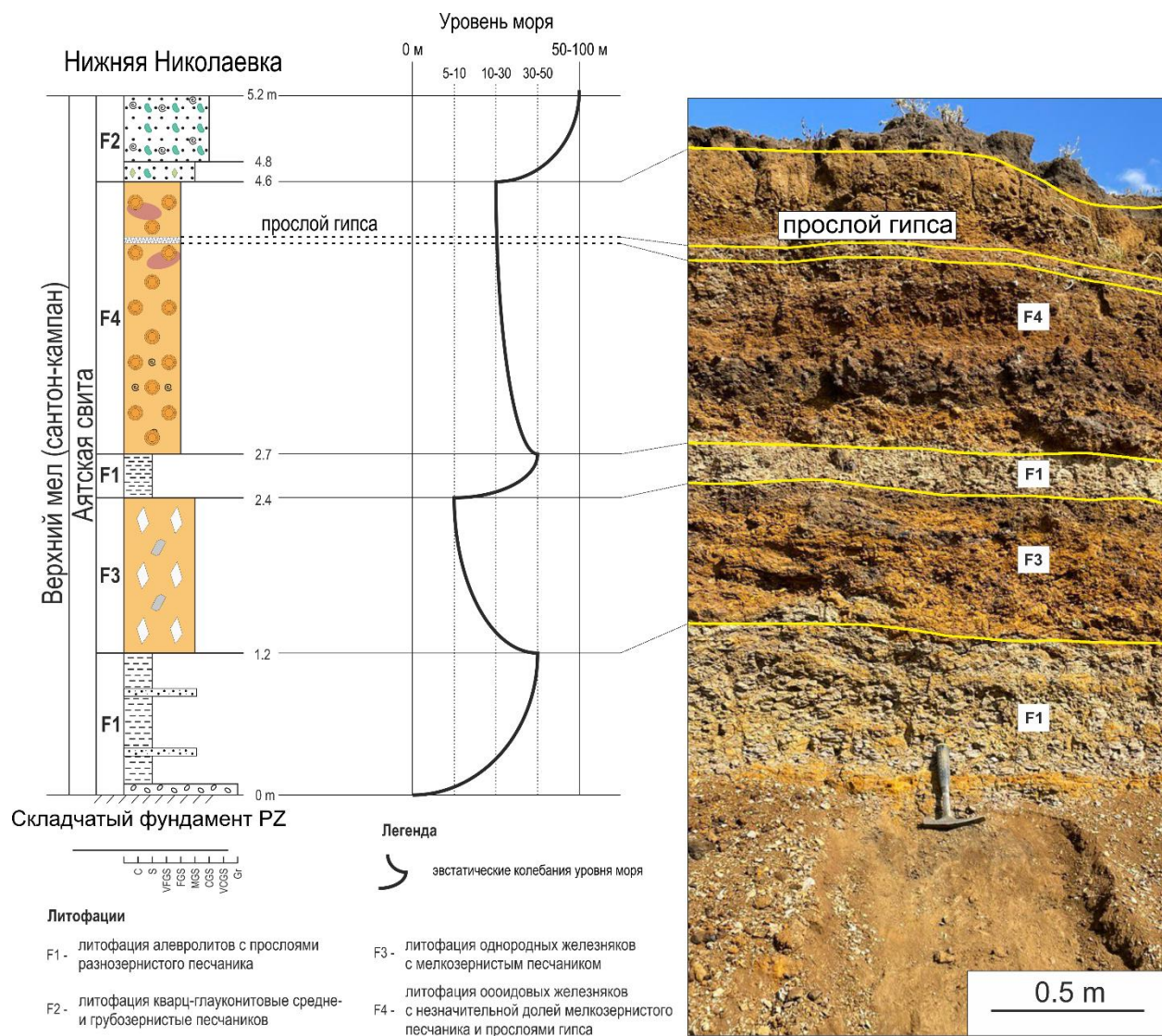


Рисунок 5. Литологическая колонка пород западной части Аятского бассейна с эвстатическими колебаниями уровня моря на примере разреза Нижняя Николаевка восточного фланга.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЯТСКОГО БАССЕЙНА

5.1. Общая характеристика минерального состава морских железняков

В рамках настоящего исследования изучены как ооидовые, так и безооидовые железные руды, различающиеся по типу цемента – от преимущественно сидеритового до комбинированного сидерит-гётитового. Впервые безооидовые железные руды были выделены Б. П. Кротовым в 1956 г., однако впоследствии их самостоятельность как генетического типа была поставлена под сомнение А. В. Сидоренко (1975), который интерпретировал эти породы как текстурную разновидность ооидовых железняков.

Ооидовые железные руды с сидеритовым цементом распространены преимущественно вдоль западного и северного флангов Аятского железорудного бассейна. В настоящем исследовании изучены образцы *западного и восточного* фланга изучаемой части Аятского железорудного бассейна. По данным Н. М. Беляшова, содержание общего железа в этих рудах варьирует от 20 до 35 %, что обусловлено особенностями минерального состава и степенью замещения. Б. П. Кротов (1956) предложил три типа ооидовых железняков на основе минерального состава цемента: гётит-гидрогётитовый, хлоритовый и гидрогётит-хлоритовый. Однако в рамках настоящего исследования подобное типологическое разграничение не выявлено, наблюдаемые минералогические ассоциации отличаются от выделенных и представлены сидеритовыми и сидерит-гётитовыми разновидностями. В *восточном* фланге обнаружены руды с сидерит-гётитовым цементом, как ооидовые, так и безооидовые. Здесь, согласно Беляшову (1965), содержание железа достигает 40 %.

5.1.1 Морские железняки западного фланга изучаемой части Аятского бассейна

В ооидовых железняках западного фланга аутигенные минералы представлены сидеритом, гётитом, пиритом, фосфатами редкоземельных элементов (преимущественно в виде аутигенного монацита), вюртцитом и баритом. Минеральный состав железорудных пород характеризуется преобладанием сидерита (до 89,3 %) и значительно меньшими содержаниями пирита (1,7 %), полевых шпатов (5,1 %), кварца (2,3 %) и гипса (1,6 %). Минералы идентифицированы на основе данных рентгенодифракционного анализа (рис. 6). Сидерит обнаружен по характерным рефлексам при 1,5 Å и 3,6 Å. Также зафиксированы отражения кварца (3,3 Å), микроклина (2,2 Å и 3,2 Å) и пирита (2,7 Å).

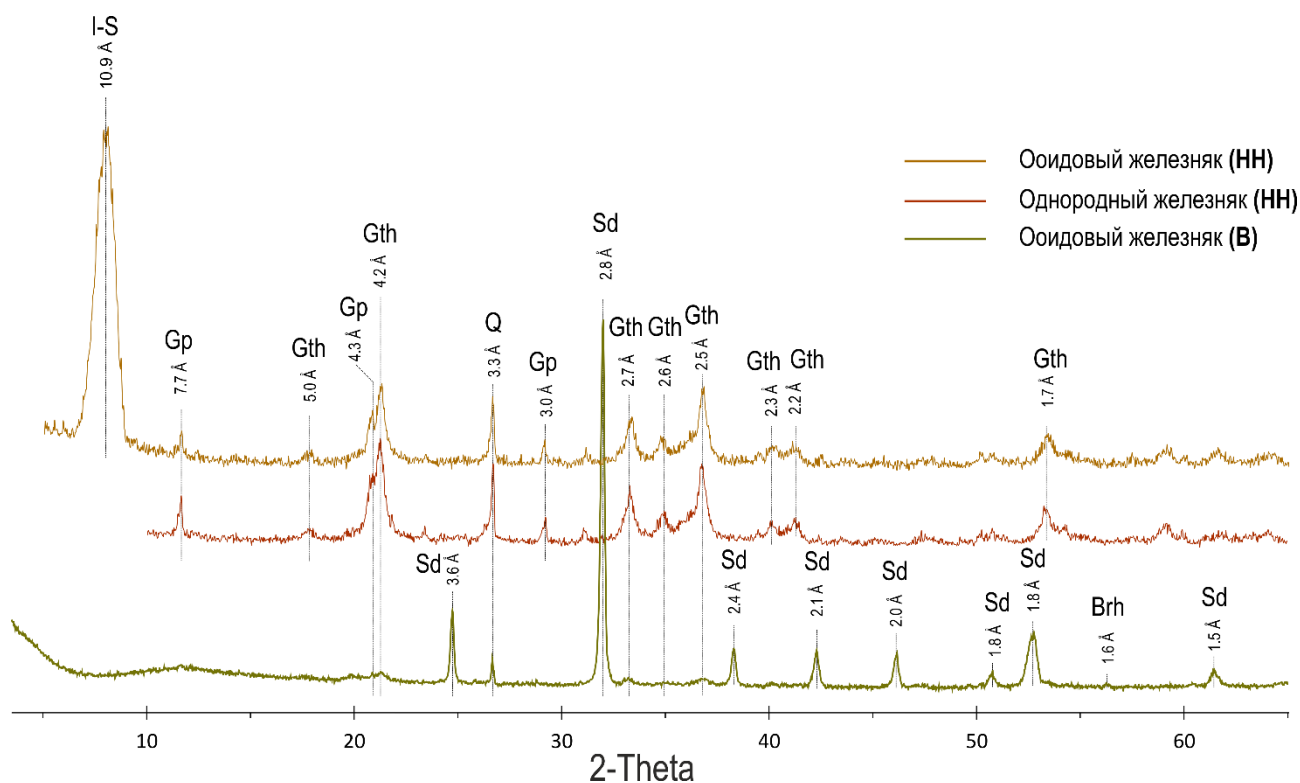


Рисунок 6. Рентгеновская дифрактограмма однородных и оолитовых железняков. Ap – апатит; Brh – бертьерин; Gp – гипс; Gth – гетит; Qz – кварц; Sd – сидерит. B – Варваринка; HH – Нижняя Николаевка.

Сидерит в рассматриваемых породах встречается как в составе цемента, так и в виде кортекса оолитов (рис. 7 А). Он образует характерные идиоморфные кристаллы и нередко замещает органический детрит (рис. 7 Б). Вокруг оолитов сидерит формирует изопакитовые обволакивающие структуры (рис. 7 В). Химический состав сидерита в цементе и в кортексе оолитов отличается высокой стабильностью, за исключением локальных участков, обогащённых ванадием (до 0,5 %), преимущественно в кортексе. Среди сидеритового цемента также встречаются участки манганосидерита с варьирующимся содержанием оксида марганца от 4,5 до 20 %, при среднем содержании оксида железа около 45 %.

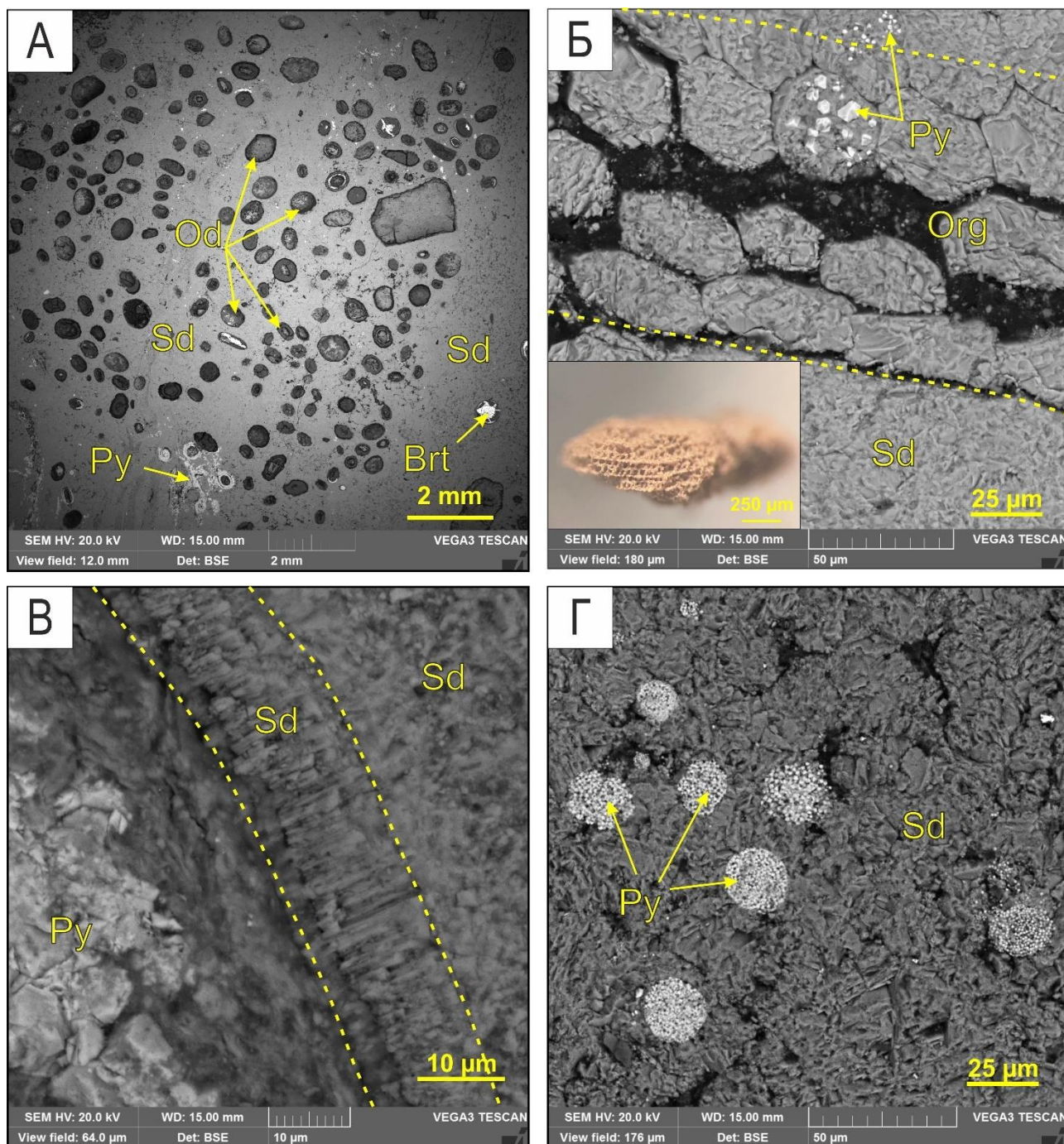


Рисунок 7. СЭМ-изображения ооидового железняка разреза Варваринка, демонстрирующие различные формы нахождения сидерита и пирита. А – общий вид ооидового железняка с сидеритовым цементом; Б – замещение органического детрита идиоморфными кристаллами пирита и сидерита; В – изопакитовые сидеритовые оболочки вокруг ооидов; Г – фрамбоидальные агрегаты пирита в сидеритовом цементе. Gth – гетит; Od – ооид; Org – органический детрит; Py – пирит; Sd – сидерит.

В железняках Аятского бассейна выделено три основных морфотипа пирита:
1) массивные агрегаты, слагающие микропрожилки и замещающие ядра ооидов (рис. 7 А);

2) фрамбоидальные агрегаты (рис. 7 Г); 3) идиоморфные кристаллы (рис. 7 Б). Идиоморфные кристаллы пирита (размером до 25 мкм) встречаются в цементе в виде октаэдрических кристаллов. Фрамбоидальный пирит преимущественно развит в сидеритовом цементе, где выполняет микропустоты и трещины; реже он ассоциирует с бертьерином. Выделяют несколько типов фрамбоидов пирита (Sawlowicz, 1993; Wilkin et al., 1996). По размеру сферические изометричные агрегаты подразделяются на нормальные (20-30 мкм), макро- (до 60 мкм) и мегафрамбоиды (>60 мкм). По типу упаковки кристаллов различают массивные фрамбоиды (бесформенные скопления) и полигональные (плотные агрегаты размером 5-6 мкм с полигональной формой кристаллов), также выделяют радиально-лучистые фрамбоиды (подсолнух). Среди морских железняков западного фланга по морфологии выделяются массивные, нормальные и радиально-лучистые разновидности. Размер фрамбоидов варьирует от 6,3 до 31,5 мкм при среднем значении 15,9 мкм.

5.1.2 Морские железняки восточного фланга изучаемой части Аятского бассейна

В восточном фланге, как было установлено ранее, выделяются два типа морских железистых пород: ооидовые и безооидовые железняки. При этом наблюдается различие в ооидовых железняках восточного и западного фланга (разрез Варваринка). Рентгенодифракционный анализ показал, что в образцах из восточного фланга интенсивность основных рефлексов гётита значительно выше (рис.6), что свидетельствует о его большей массовой доле. Также было установлено присутствие смешаннослойного иллит-сметита, диагностированного по базальному рефлексу 10,9 Å (рис.6).

Данные сканирующей электронной микроскопии подтверждают эти различия: цемент в ооидовых железняках восточного фланга имеет преимущественно скрытокристаллический или колломорфный облик, а кристаллы сидерита встречаются реже и характеризуются меньшими размерами и несовершенной формой. Ключевое различие заключается в распределении гётита: в образцах восточного фланга он преимущественно слагает цемент, а в образцах западного фланга участвует в составе ооидов.

Однородные железняки восточного фланга отличаются простым строением и малым разнообразием минерального состава. Породы в основном сложены гётитом (45-50 %) и сидеритом (15-20 %) (рис. 8, А). Для однородных железняков характерна интенсивная трещиноватость. По микротрещинам повсеместно развиваются призматические кристаллы гипса, содержание которого варьирует от 10 до 25 %. Терригенные минералы, представлены

представлен хорошо отсортированными и слабо окатанными зёрнами кварца (5-20%) размером до 0,25 мм. Гётит образует скрытокристаллические и колломорфные агрегаты; хорошо выраженные кристаллические формы не идентифицированы. Гипс, присутствующий исключительно в виде вторичных образований, выполняющих трещины, вероятно, кристаллизовался на диагенетическом этапе. Здесь же, в зоне контакта с цементом, отмечаются идиоморфные кристаллы сидерита (рис. 8, Б).

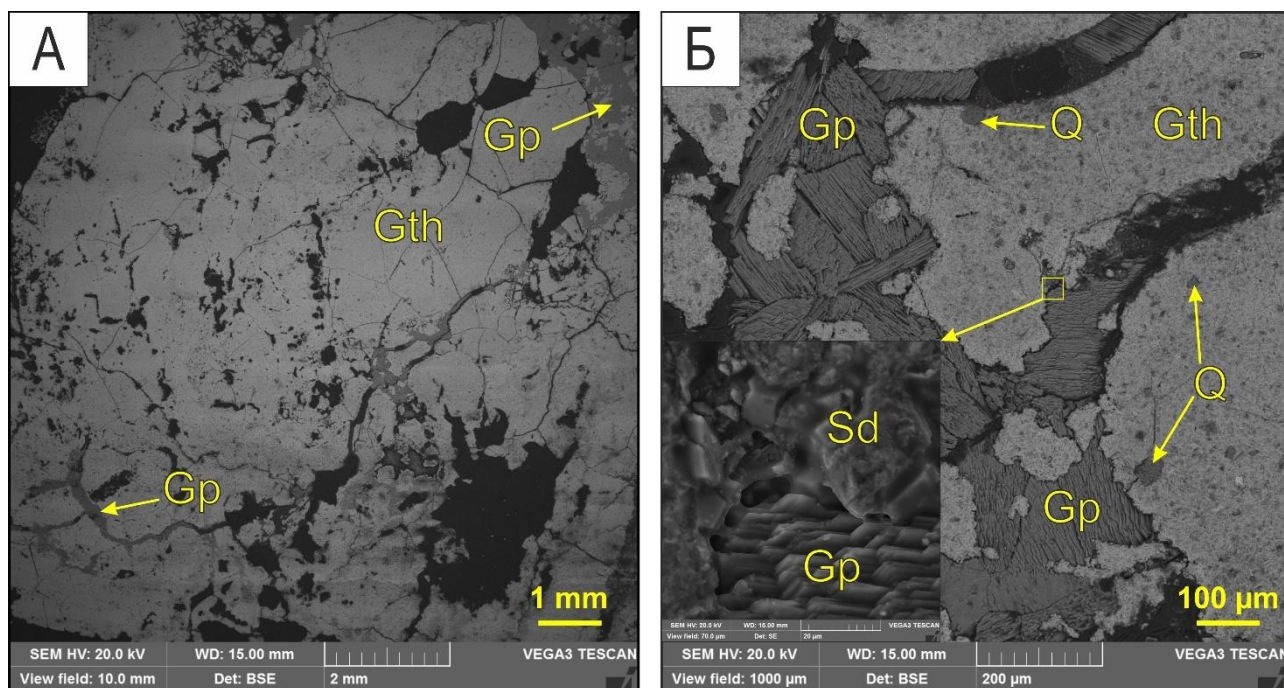


Рисунок 8. СЭМ-изображения однородного железняка разреза Нижней Николаевки. А – общий вид однородного железняка с гетитовым цементом и гипсовыми прожилками; Б – Прожилки гипса по трещинам. На границе с цементом фиксируется образование кристаллов сидерита. Gp – гипс; Gth – гетит; Qz – кварц; Sd – сидерит.

5.2. Морфология и минералогия ооидов железорудных слоев

5.2.1. Минералогические особенности ооидов

Рентгенодифракционный анализ выделенных монофракций ооидов показал выраженную минералогическую дифференциацию оболочек ооидов (рис. 9). На дифрактограммах отмечается усиление базальных рефлексов глинистых минералов и наличие пиков, соответствующих гипсу (7,7; 4,3; 3,8 Å), бертьерину (7,2; 4,5 Å), сидериту (2,8; 1,7; 1,5 Å), апатиту (3,6; 2,6; 2,2 Å), кварцу (3,3; 3,1 Å), гётиту (2,7; 2,6 Å) и пириту (2,4 Å). По относительной интенсивности дифракционных максимумов сидерит определяется как

доминирующая фаза в оболочках ооидов. Стоит отметить, что в валовом составе ооидовых железняков восточного фланга бассейна наличием сидерита не детектировалось.

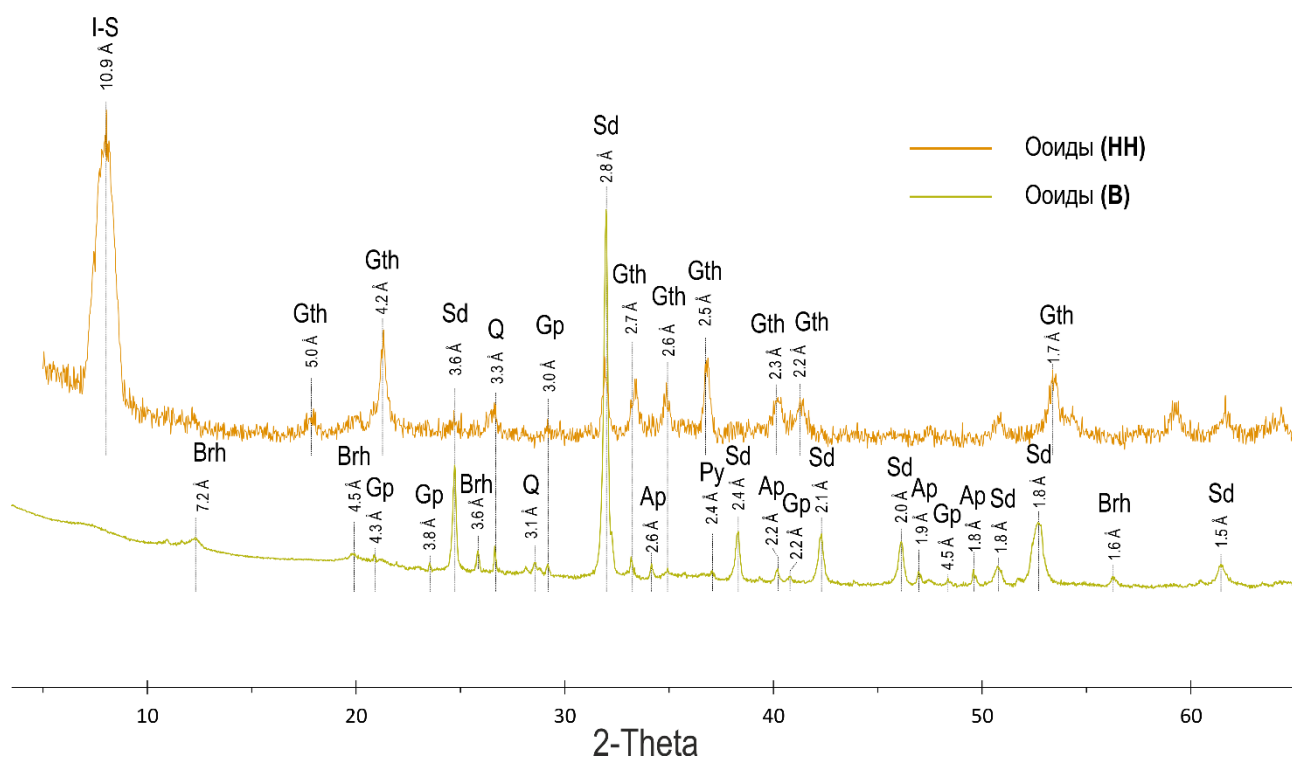


Рисунок 9. Рентгеновская дифрактограмма монофракции ооидов железняков разрезов Варваринки (В) и Нижней Николаевки (НН). Ap – апатит; Brh – бертьерин; Gp – гипс; Gth – гетит; I-S – иллит-сметтит; Q – кварц; Sd – сидерит.

Данные просвечивающей электронной микроскопии подтверждают, что кортекс (оболочка) ооидов преимущественно сложен гётитом и сидеритом, реже бертьерином (рис. 10). Гётит кристаллизуется в виде таблитчатых и призматических кристаллов (рис. 10 Б), тогда как бертьерин формирует удлинённые волокнистые агрегаты с извилистыми очертаниями (рис. 10 В), что характерно для его морфологии в условиях слабой перекристаллизации. Локальная электронная дифракция позволила достоверно идентифицировать основные минеральные компоненты. Гётит характеризуется рефлексами при 5,0; 4,2-4,3; 2,4; 2,3 и 1,7 Å, сидерит – при 2,8; 1,7 и 1,5 Å. Бертьерин опознаётся по узнаваемым фибровым (волокнистым) структурам (рис. 3 В).

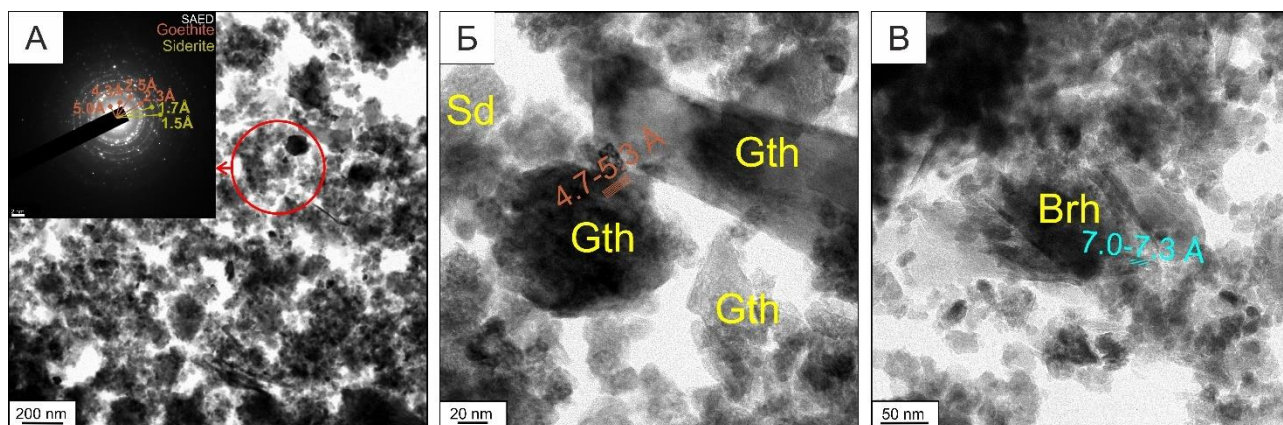


Рисунок 10, ПЭМ-снимки кортекса ооидов (внешняя оболочка): А – обзорный снимок с изображением локальной электронной дифракции на выбранной области (красный круг); Б – зерно сидерита и кристаллы гетита с межплоскостным расстоянием равным 4,7-5,3 Å; В – волокнистые изогнутые частицы бертьерина с межплоскостным расстоянием 7,0-7,3 Å. Brh – бертьерин; Gth – гетит; Sd – сидерит.

Минеральный состав ооидов варьирует в разрезах разных частей бассейна. Для западного фланга характерны ооиды, сложенные сидеритом, гётитом и бертьерином (рис. 11 А, Б); изредка встречаются ооиды с ядром из гипса (рис. 11 В). В восточного фланга бассейна основным минералом ооидов является гётит, в то время как сидерит и минералы группы иллит-сметита присутствуют в подчинённом количестве (рис. 11 Г, Д).

Сидерит встречается в различных морфологических позициях: он слагает как кортекс (рис. 11 А), так и ядро ооидов (рис. 11 Г), а в некоторых случаях формирует ооид целиком (рис. 11 Д). Сидеритовые кортексы часто наблюдаются в ассоциации с кортексами, сложенными гётитом или бертьерином.

Гётит формирует как кортекс так и ядро ооидов (рис. 11 А, Б, Г). В составе гётита установлены примеси фосфора (до 0,4 вес. %), ванадия (до 0,3 вес. %) и марганца (около 0,5 вес. %), что возможно свидетельствует о совместном осаждении с продуктами разложения органики и фосфатного материала в условиях переменной окислительно-восстановительной обстановки.

Бертьерин преимущественно образует кортексы ооидов и реже встречается в составе их ядер. Наблюдаются бертьериновые кортексы, выполняющие обрастание гётитовых (рис. 11 Б) или гипсовых ядер (рис. 11 В).

Гипс встречается преимущественно в виде ядер ооидов (рис. 11 В), реже – в составе их кортекса. Кристаллы гипса достигают размеров до 20 мкм. Элементный состав гипса не

выявляет заметных вариаций, что может свидетельствовать о его стабильной генерации в условиях умеренно восстановительной среды с повышенной сульфатной насыщенностью. Присутствие гипса внутри ооидов подтверждает его раннедиагенетическую природу.

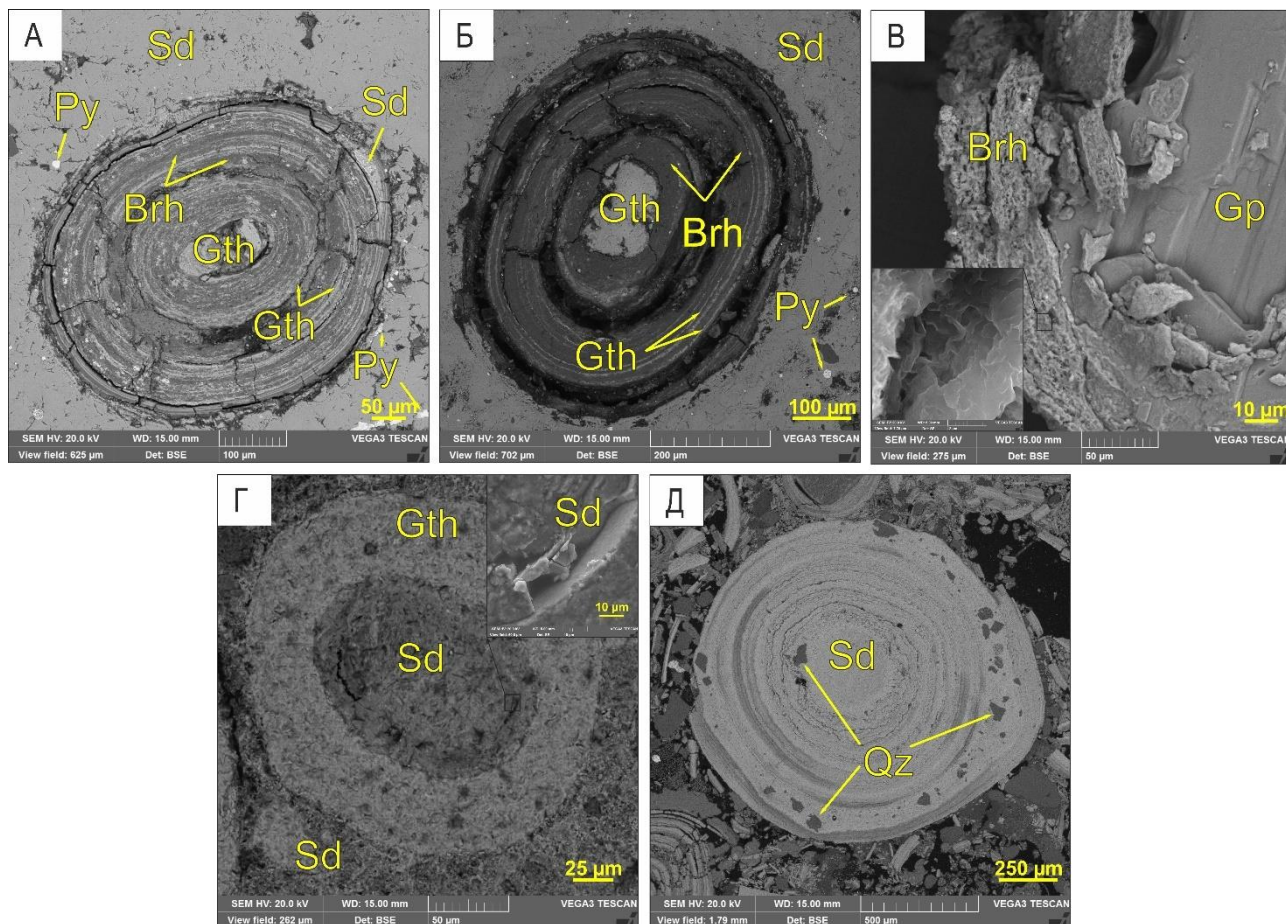


Рисунок 11. СЭМ-снимки основных аутигенных минералов: А – гетит-сидерит-бертьериновый ооид; Б – гетит-бертьериновый ооид; В – бертьерин-гипсовый ооид; Г – сидерит-гетитовый ооид; Д – сидеритовый ооид с включениями кварца. Brh – бертьерин; Gth – гетит; Py – пирит; Qz – кварц; Sd – сидерит

На постседиментационном этапе минералогического преобразования ооидов фиксируется образование идиоморфных зёрен пирита и барита. Пирит, как правило, замещает гётит и нередко полностью занимает пространство первоначального гётитового кортекса (рис. 12 А). По данным энергодисперсионного анализа (ЭДС) в пирите, слагающем кортекс ооидов, выявлено присутствие примесного мышьяка в количествах до 3,9 %. Помимо этого, пирит формирует идиоморфные зёрна по периферийным частям ооидов (рис. 12 Б).

Барит встречается в виде микровключений внутри ооидов, образуя отдельные концентры (рис. 12 В). Эти образования сложены скоплениями призматических кристаллов и

нередко наблюдаются в ассоциации с пиритовыми концентрами. В отличие от концентров гётит-бертьерин-сидеритового состава, баритовые характеризуются неоднородным строением и признаками замещения. Толщина таких концентров достигает 100 мкм, а размеры отдельных призматических кристаллов барита – до 30 мкм.

Среди аутигенных компонентов, формирующихся в кортексе ооидов, встречаются и более редкие минеральные фазы – вюртцит, апатит и фосфаты редкоземельных элементов (рис. 12). Они встречены преимущественно в бертьериновом кортексе, что, вероятно, обусловлено сорбционными свойствами данного минерала и специфическими химическими условиями его формирования.

Вюртцит отмечается в виде розетковидных тонкопластинчатых зёрен размером 1,3-4,8 мкм (рис. 12 Г). Апатит формирует сростки призматических кристаллов размером до 5 мкм, расположенные среди волокнистого бертьеринового агрегата (рис. 12 Д).

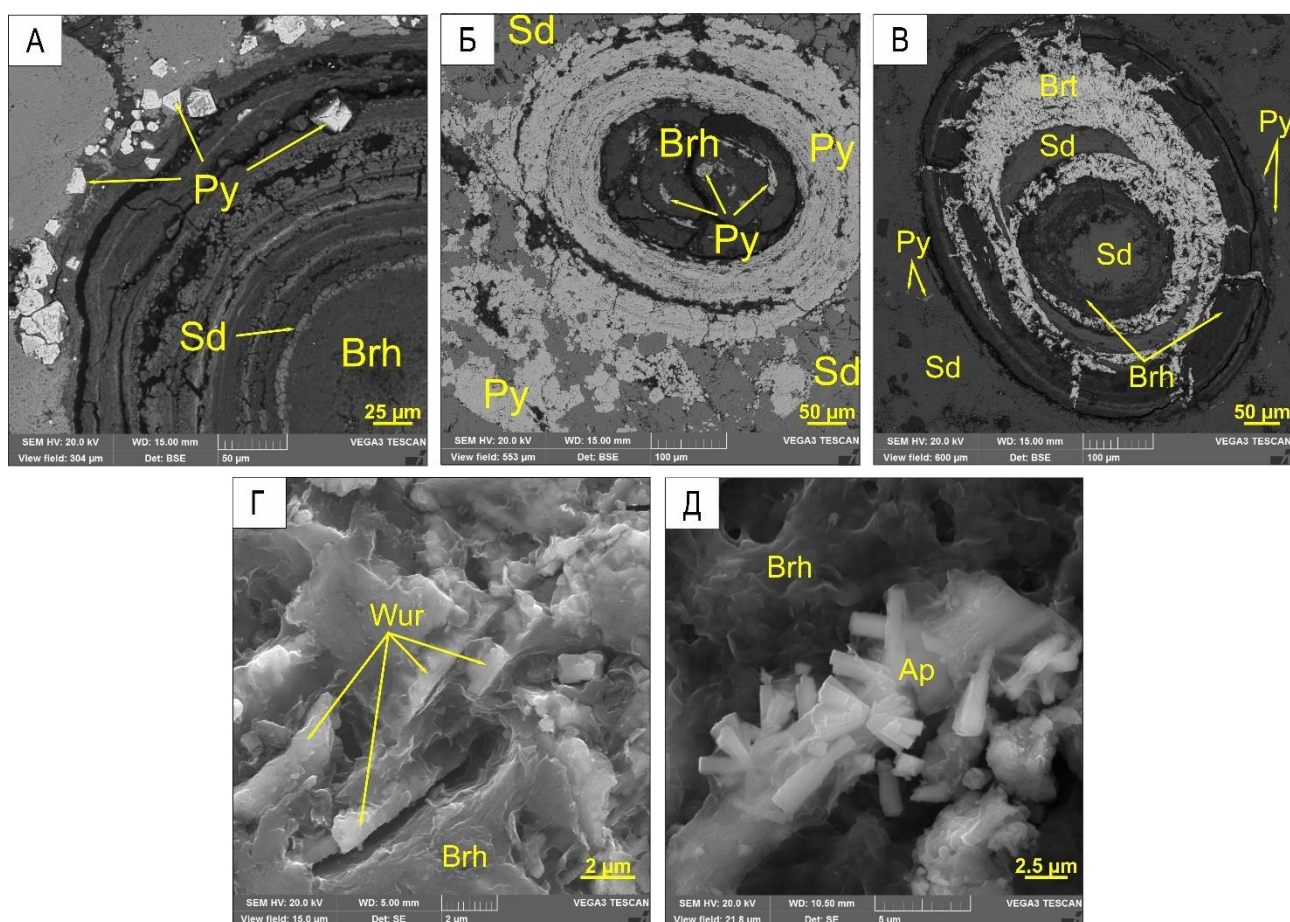


Рисунок 12. СЭМ-изображения второстепенных аутигенных минералов: А – идиоморфные зерна пирита по периферии сидерит-бертьеринового ооида; Б – бертьерин-пиритовый ооид; В – сидерит-бертьерин-баритовый ооид; Г – пластинчатые агрегаты вюртцита среди

бертьеринового кортекса ооида; Д – призматические срастания апатита в бертьериновом кортексе ооида. Ap – апатит; Brh – бертьерин; Brt – барит; Gp – гипс; Gth – гетит; Org – органика; Py – пирит; Sd – сидерит; Syl – сильвин; Wug – вюрцит.

Фосфаты редкоземельных элементов чаще всего обнаруживаются внутри ооидов (рис. 13 А, Б, В), реже – в цементе. По данным СЭМ-съемки фосфат РЗЭ формирует концентры толщиной до 1,5 мкм внутри ооидов (рис. 13 А), а также ксеноморфные зерна на периферии кортекса ооидов, размер которых варьирует от 3 до 5 мкм (рис. 13 Б, В). Состав фосфата РЗЭ на основе ЭДС-анализа (мас. %): P_2O_5 – 35,3%; Ce_2O_3 – 33,7%; La_2O_3 – 14,7%; Nd_2O_3 – 9,6%; Pr_2O_3 – 1,2%; CaO – 5,5%, отражает тренд распределения $Ce > La > Nd$. Преимущественная локализация фосфата РЗЭ в ооидах указывает на их сингенетическое накопление в процессе роста ооидов. Данный вывод подтверждается наличием на периферии кортексов концентрических зон, обогащенных РЗЭ, что, вероятно, связано с захватом этих элементов в момент формирования оболочек в седиментационной стадии формирования ооидов.

В цементе железняков были также зафиксированы единичные зерна карбоната РЗЭ, по составу соответствующего лантаниту-Се (Ce_2O_3 – 54,9%, La_2O_3 – 27,7%, Nd_2O_3 – 12,6%, Pr_2O_3 – 4,8%) (рис. 13 Г). Эти карбонатные фазы формируют ксеноморфные кристаллы размером до 2 мкм, что свидетельствует о постседиментационном осаждении в поровом пространстве при участии редкоземельных элементов, мигрировавших в растворе.

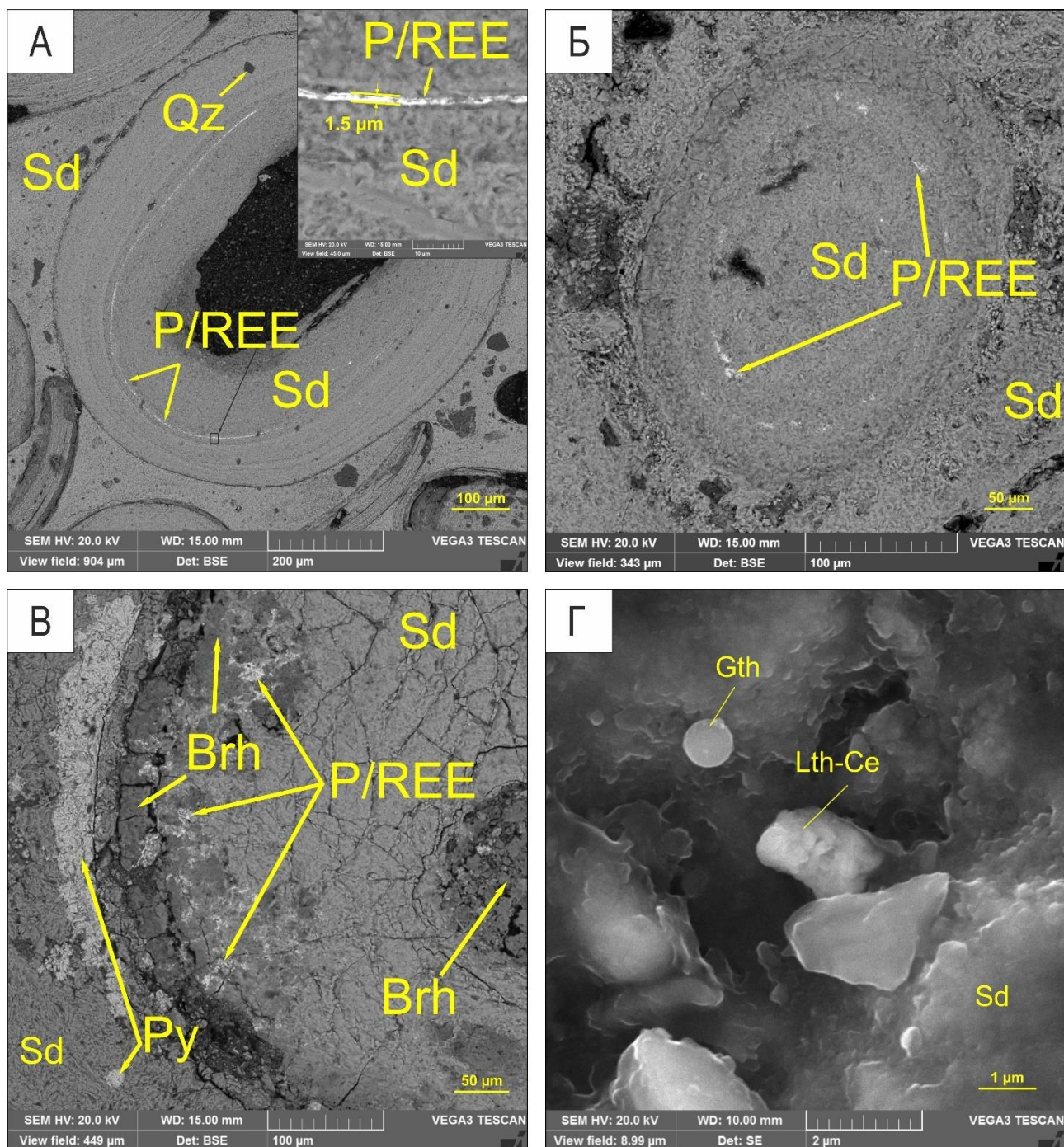


Рисунок 13. СЭМ-изображения минерала фосфата-РЗЭ среди ооидов: А – сидеритовый ооид с микровключением фосфата РЗЭ в виде отдельного концентра в кортексе; Б – микровключения агрегатов фосфат-РЗЭ в кортексе сидеритового ооида; В – бертьерин-сидеритовый ооид с ветвистыми агрегатами фосфата РЗЭ; Г – микровключение карбоната РЗЭ в сидеритовом цементе и сфероид гётита. Brh – бертьерин; Gth – гетит; Lth-Ce – лантанит-Ce; P/REE – фосфат РЗЭ; Py – пирит; Qz – кварц; Sd – сидерит.

Минеральный состав ооидов морских железяков демонстрирует отчетливую фациальную зональность, отражающуюся в его изменении по направлению от береговой

линии древнего палеобассейна к его восточному флангу. В прибрежных условиях наблюдается большее разнообразие минералообразующих фаз, включая гётит, бертьерин и сидерит. Однако по мере углубления в палеобассейн минеральный состав ооидов становится более однородным, с тенденцией к преобладанию сидерита как основного аутигенного компонента. Параллельно с этим отмечается увеличение содержания аутигенных фосфатов редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно в сидеритсодержащих ооидах. Это противоречит традиционным представлениям о миграционном поведении РЗЭ, согласно которым они склонны сорбироваться преимущественно на оксидах и гидроксидах железа и марганца в зоне окисления (Дубинин, 2006). В изучаемом объекте наиболее высокая концентрация РЗЭ зафиксирована не в прибрежных, а в более удалённых от континента фациях, что косвенно свидетельствует о преобладании морского (аутигенного) механизма аккумуляции над континентальным (терригенным) источником поступления.

Особого внимания заслуживает факт устойчивости ооидов к постседиментационным процессам. Несмотря на интенсивное воздействие выветривания, затронувшего значительную часть железорудного слоя, ооиды сохраняют свою морфологическую и минеральную целостность, что указывает на их раннее диагенетическое закрепление и высокую степень минералогической стабильности в пределах кор выветривания.

На основе минеральных ассоциаций было выделено восемь типов ооидов в порядке их распространенности (табл. 1).

Таблица 1. – Классификация минеральных типов ооидов аятских железняков.

Типы ооидов	Микровключения
Гётит - бертьериновые	вюртцит, пирит, РЗЭ.
Сидерит-гётитовые	пирит.
Гётит-сидерит-бертьериновые	пирит, вюртцит
Сидерит-бертьериновые	апатит, вюртцит, пирит, РЗЭ
Сидеритовые	пирит
Бертьерин-пиритовые	вюртцит, РЗЭ
Барит-пирит-бертьериновые	РЗЭ, вюртцит
Гипс-бертьериновые	апатит, вюртцит

5.2.2. Морфометрические характеристики ооидов

Ооиды, присутствующие в железняках западного и восточного фланга изучаемой части Аятского железорудного бассейна, варьируют по размеру, морфологии, минеральному составу и структурным признакам. Согласно данным морфометрического анализа, ооиды западного фланга характеризуются сравнительно меньшими размерами: первый квартиль (Q1) составляет 367 мкм, третий квартиль (Q3) – 585 мкм, а средний диаметр – 474 мкм. Распределение зерен ооидов в целом носит умеренно симметричный характер, что свидетельствует о стабильных условиях осадконакопления.

В отличие от них, ооиды восточного фланга бассейна демонстрируют тенденцию к укрупнению зерен: Q1 – 461 мкм, Q3 – 703 мкм, средний размер – 561 мкм. Наблюдаемое смещение размерного распределения в сторону более крупных фракций, может быть связано с двумя факторами: 1) увеличение концентраций железа в морской воде; 2) условиями, связанные с большой удаленностью от берега.

Помимо размерных различий, ооиды также различаются по форме. В западной части бассейна наблюдаются субсферичные формы, что может указывать на менее стабильные условия роста или на неоднородную интенсивность вращательного движения в придонной зоне. Напротив, в восточном фланге бассейна преобладают более изометричные формы, характеризующиеся равномерной концентрической оболочкой. Такая морфология свидетельствует о более стабильной гидродинамической обстановке, способствующей длительному вращению ооидов в слабопроточном или умеренно агитированном мелководном режиме, обеспечивающем симметричное наращивание оболочек.

5.2.3. Формирования ооидов

Современные представления о формировании ооидов преимущественно опирались на модели абиогенного минералообразования (Diaz, Eberli, 2019; Kimberley, 1979; Кнох, 1970; Rudmin et al., 2022). Среди этих моделей наиболее популярны замещение ранее сформированных карбонатных ооидов путем циркуляции метеорных вод (Kimberley, 1979; Sorby, 1849), аккреции из глинистых частиц (Bhattacharyya, 1983; Van Houten, Purucker, 1984) и результат метасоматических изменений по реакции Лизенганга (Chan et al., 2007). А также последнее время набирает биогенная модель формирования, которая рассматривает возможное влияние микроорганизмов на образование железистых ооидов (Afify et al., 2018; Barale et al., 2013; Rudmin, Banerjee, Maximov, et al., 2022; Salama et al., 2012).

В морских ооидовых железяках западной части Аятского бассейна рассматривается абиотическая модель формирования ооидов. Согласно предложенной модели, формирование железных ооидов осуществляется через стадию аморфной предшествующей фазы, при которой первичное осаждение железа происходит в форме наночастиц аморфного ферригидрита из пересыщенных поровых растворов придонного слоя. На основании литофациального анализа и минералогических наблюдений выделяются следующие основные этапы формирования ооидов:

1. **Формирование ооидов и пелоидов.** При поступлении железистого вещества в водную толщу тонкодисперсные гидроксиды железа осаждались на поверхности мелкообломочного материала (алевритовых частиц, песчинок кварца, гипса, рис. 11 В) или результате коагуляции аморфных фаз гидроксидов железа (рис. 11 А, Б) непосредственно в водной толще. При этом первичный минеральный состав ядра зависел от окислительно-восстановительных условий: в кислородной среде формировались гетитовые микросферолиты, тогда как в субоксической обстановке возникали ядра бертьеринового состава. (рис. 14 А).
2. **Рост кортекса.** Активная гидродинамика придонного слоя обеспечивала постоянное перемещение частиц. Это приводило к их циклическому переходу через различные физико-химические рубежи (например, границы раздела вода-осадок, зоны с разными значениями рН и Eh). Смена окислительных (благоприятных для осаждения гидроксидов железа) и восстановительных (благоприятных для формирования сидерита) обстановок обусловила ритмичное осаждение железистого материала различного минерального состава. В результате сформировались концентрически-зональные кортексы, сложенные чередующимися слоями (рис. 14 А, Б).
3. **Диагенетические преобразования.** В процессе диагенеза первичные минералы ооидов подверглись частичному замещению и перекристаллизации. Рост новых минералов характерен для ооидов с нарушенной структурой: развитием трещинных и пустотных пространств. В частности, наблюдалось преобразование гетита в пирит внутри трещиноватых и разрушенных ооидов (рис. 14 Б), что было обусловлено проникновением восстанавливающих флюидов по зонам механических нарушений. Параллельно или на последующей стадии протекало замещение гипса баритом в тех ядрах ооидов, где гипс служил затравочной частицей (рис. 14 Б). Этот процесс свидетельствует об изменении геохимии поровых растворов. На поздней стадии

диагенеза в системе появились новые минеральные фазы. В межзерновом пространстве кристаллизовались идиоморфные зёрна пирита, вюртцита и апатита, а также пиритовый кортекс, вероятнее всего сформированный на месте гетита (рис. 14 В).

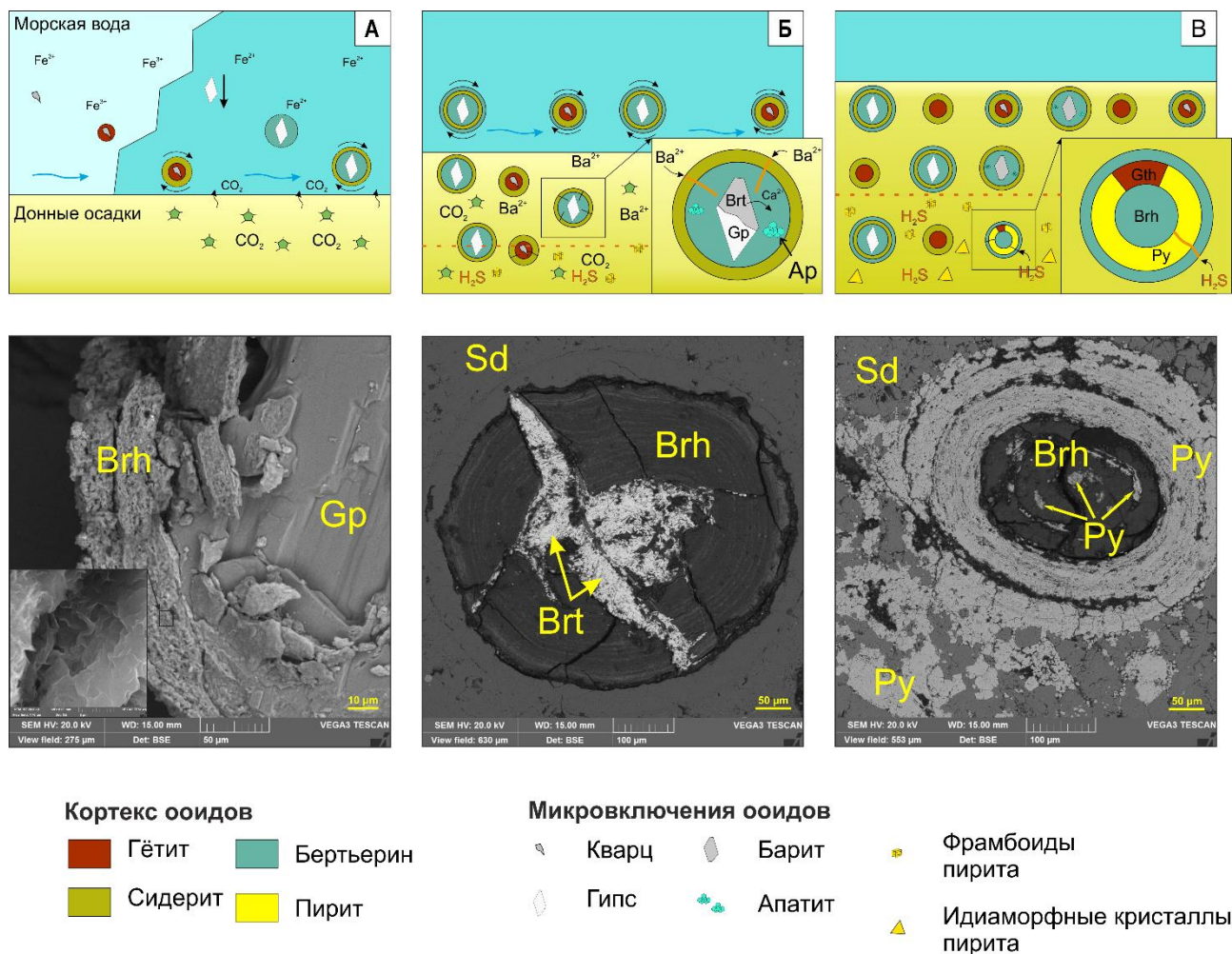


Рисунок 14. Модель формирования ооидов разных типов ооидов: А – формирование ооидов; Б – седиментация и замещение изначальных минеральных форм ооидов; В – конечный этап преобразования изначальных форм ооидов.

Таким образом, результаты исследования позволяют заключить, что формирование ооидов в Аятском бассейне включало как седиментационные, так и диагенетические стадии. Ключевыми факторами седиментационного этапа могли быть активная гидродинамика мелководной обстановки и поступление железистого вещества. На диагенетической стадии, судя по наличию новообразованных минералов, произошли существенные преобразования вещественного состава, выразившиеся в формировании парагенезисов, устойчивых в восстановительных условиях.

5.3. Заключение по минералогическим особенностям

Комплексное минералогическое и морфометрическое исследование железняков западной части Аятского железорудного бассейна позволило установить ключевые особенности их вещественного состава, морфологии ооидов и характера диагенетических преобразований. В железняках выделяются устойчивые ассоциации сидерита, гётита, а также глинистых минералов, включая бертьерин, при сопутствующем присутствии пирита, барита, гипса и фосфатов РЗЭ. Эти минералогические комплексы демонстрируют пространственную фациальную зональность: на западном фланге бассейна (разрез Варваринка) преобладает сидеритовый цемент, тогда как в восточном фланге возрастает доля гётита и глинистых минералов. Такая изменчивость согласуется с литофациальной структурой бассейна и отражает дифференцированные условия осадконакопления. Ооидовые и безооидовые железняки. Наблюдаемые пространственные различия – увеличение терригенного материала к восточному флангу и зональность состава цемента согласуются с ранее высказанными идеями о влиянии блоковой тектоники (Ливановский разлом) на дифференцированное проседание и поступление терригенного материала. Это подтверждает интеграцию седиментационных и тектонических факторов в моделях формирования рудного разреза.

Сопоставление морфометрических и минералогических характеристик ооидов железистых пород западного и восточного фланга изучаемой части Аятского железорудного бассейна выявляет чёткие региональные различия, отражающие различие условий седиментации и последующей диагенетической переработки.

В западном фланге ооиды характеризуются большим разнообразием минерального состава, включающим три основных минерала: сидерит, гётит и бертьерит. В отдельных случаях зафиксировано также присутствие гипса. Минеральный состав в значительной степени гетерогенен. На поздней стадии диагенеза, в ооидах с нарушенной структурной целостностью, наблюдаются замещения оболочек и ядер баритом и пиритом. Локально фиксируются микровключения вюртцита. Морфометрически ооиды западного фланга имеют меньшие размеры и более высокий процент субсферических, вытянутых форм, что, вероятно, отражает более переменные и менее устойчивые условия осадконакопления.

В восточном фланге, напротив, характеризуется доминированием мономинеральных сидеритовых ооидов. Ооиды здесь, как правило, крупнее по размеру и демонстрируют высокую степень округлости, что указывает на более стабильную и обстановку,

способствующую симметричному росту оболочек. Особое внимание заслуживает наличие микровключений и участков оболочек, обогащённых фосфатами редкоземельных элементов (РЗЭ), что не зафиксировано в западной части бассейна.

Таким образом, выявленные особенности не только подтверждают принадлежность морских железняков западной части Аятского бассейна к типичным морским железно-рудным образованиям, но и расширяют представления о вариабельности условий их формирования. Установление редкоземельных элементов в форме фосфатов открывает перспективы для их попутного извлечения. Технологической основой для реализации данного подхода может стать процесс обесфосфоривания руды, позволяющий выделить концентраты редкоземельных элементов в самостоятельный товарный продукт. В качестве одного из перспективных направлений рассматривается метод селективного твердофазного восстановления железа, исследования в области совершенствования технологии обесфосфоривания которого в настоящее время активно ведутся (Suleimen et al., 2023).

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЯТСКОГО БАССЕЙНА

6.1. Геохимический состав пород

6.1.1. Основные химические элементы

Распределение основных оксидов по изучаемым породам показывает, что химический состав терригенных пород и железняков в пределах Аятского бассейна отражает не только литологические различия, но и специфику палеоусловий формирования. Содержания основных оксидов (петрогенных) представлена в таблице 2.

Терригенные породы заметно различаются по своему химическому составу. Песчаники отличаются высоким содержанием кремнезёма (61,9-83,0 %), что объясняется значительной долей обломочного кварца. Присутствие в них глауконита объясняет повышенные значения оксида калия (0,8-1,2 %) и железа (1,9-2,8 %).

В отличие от песчаников, алевролиты демонстрируют повышенные содержания глинозёма (16,3-17,6 %) благодаря обилию глинистых минералов. Кроме того, в алевролитах железо достигает куда более высоких значений (7,0-9,7 %), что связано с присутствием обломочных железистых минералов. Одновременно с этим отмечаются и повышенные содержания оксида титана (1,6-1,8 %), которые тесно коррелируют с железом, что вероятнее всего связано с терригенным ильменитом.

Морские железняки. Главным компонентом рудного слоя является оксид железа с общим содержанием от 33,0 до 67,0 %. Однородные железняки характеризуются относительно более высокими содержаниями железа (49,8-67,0 %), в то время как в ооидовых железняках диапазон варьирования шире (33,0-62,6 %). Содержание SiO_2 (5,7-18,2 %) и Al_2O_3 (2,9-6,5 %) остается умеренным. Элементы коррелирует между собой, что вероятно обусловлено их сонахождением в составе глинистых минералов. MnO в железняках 2,9-6,1 %, что в несколько раз выше фоновых значений в терригенных породах. Содержание P_2O_5 (0,4-1,8 %) в целом невысокое, что отличает аятские железняки от руд соседнего Лисаковского месторождения.

Химический состав железняков Аятского бассейна указывает на их формирование в условиях морского бассейна с переменными окислительно-восстановительными режимами. Высокие содержания Fe_2O_3 и MnO подтверждают седиментационное накопление железа и марганца, при котором в отдельных слоях происходило совместное обогащение этих элементов. Повышенные концентрации MnO (в 10-15 раз выше, чем в Лисаковском

месторождении) являются ключевой геохимической особенностью бассейна и отражают специфический гидрохимический режим, благоприятствовавший аккумуляции марганца (Rudmin et al. 2021). В восточном фланге бассейна зафиксировано повышение CaO (до 13,2 %) при одновременном снижении Fe₂O₃ (до 33,0 %). Этот составной сдвиг нехарактерен для основного рудного слоя и интерпретируется как отражение кратковременного эвапоритового режима осадконакопления. Литологически это подтверждается наличием гипсового прослоя среди морских железняков.

Таблица 2. Содержание основных оксидов (%) в железняках и вмещающих породах западной части Аятского бассейна

sample	Rock type	Литофация	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	ППК	Total
V-1	sand	F4	0,4	0,1	2,2	81,6	0,1	0,9	0,4	0,2	0,0	2,3	11,8	100,0
V-2	sand	F4	0,5	0,0	2,8	82,4	0,1	0,8	0,3	0,1	0,0	1,9	11,1	100,0
V-3	sand	F4	0,3	0,2	2,3	80,8	0,1	0,8	0,1	0,1	0,1	2,8	12,3	100,0
V-4	sand	F4	0,6	0,1	2,6	83,0	0,1	0,9	0,1	0,1	0,0	2,3	10,2	100,0
V-5	sand	F4	0,3	0,1	2,2	82,9	0,1	0,9	0,1	0,1	0,0	2,2	11,2	100,0
V-7	sand	F4	0,6	0,3	2,8	82,0	0,1	0,8	0,3	0,2	0,0	2,2	10,9	100,0
V-8	sand	F4	0,5	0,4	1,0	81,9	0,1	1,0	0,3	0,1	0,0	2,3	12,4	100,0
V-9	oi	F3	0,1	1,1	3,2	9,1	1,1	0,2	3,7	0,1	3,4	60,2	17,8	100,0
V-10	oi	F3	0,1	1,1	5,8	13,5	1,8	0,2	4,3	0,2	2,7	55,9	14,6	100,0
V-11	oi	F3	0,1	1,3	5,9	14,0	0,4	0,2	3,0	0,2	3,5	57,1	14,3	100,0
V-12	oi	F3	0,2	1,0	3,6	7,1	0,5	0,2	2,9	0,1	5,6	62,6	16,2	100,0
V-13	oi	F3	0,1	0,8	2,9	5,7	0,7	0,2	3,2	0,1	6,1	62,6	17,7	100,0
IV-1	silt	F1	0,5	1,0	17,6	54,6	0,1	0,6	1,5	1,8	0,0	9,7	12,5	100,0
IV-2	mi	F2	0,1	0,6	6,5	18,2	0,7	0,3	2,2	0,7	0,1	49,8	20,9	100,0
IV-3	mi	F2	0,1	0,5	4,4	7,1	0,6	0,2	1,6	0,2	0,9	67,0	17,4	100,0
IV-4	mi	F2	0,1	0,6	4,3	13,2	0,1	0,3	1,1	0,4	0,1	62,5	17,5	100,0
IV-5	silt	F1	0,6	0,8	16,3	58,6	0,1	0,9	3,2	1,6	0,0	7,0	10,9	100,0
IV-6	oi	F3	0,1	0,5	5,9	13,6	1,0	0,3	3,3	0,4	2,9	53,9	18,0	100,0
IV-7	oi	F3	0,1	0,7	3,8	8,7	1,0	0,3	3,0	0,3	3,8	62,1	16,3	100,0
IV-8	oi	F3	0,1	0,5	6,2	14,7	0,8	0,2	13,2	0,3	0,8	33,0	30,1	100,0
IV-9	oi	F3	0,1	0,9	5,3	9,2	1,1	0,8	3,2	0,3	2,9	57,9	18,3	100,0
IV-10	sand	F4	0,4	0,9	5,2	61,9	0,1	1,2	11,2	0,2	0,0	1,9	17,0	100,0

Примечание: V-1 – V-13 – породы Варваринского обнажения; IV-1 – IV-10 – породы Николаевского обнажения: oi – ооидовый железняк; mi – однородный железняк; sand – песчаник; silt – алевролит. F1 – литофация алевролитов; F2 – литофация однородных железняков; F3 – литофация ооидовых железняков; F4 – литофация кварц-глауконитовых песчаников.

6.1.2. Микроэлементы

Содержания микроэлементов породам западной части Аятского бассейна представлены в таблице 3. Кварц-глауконитовые песчаники содержат меньше всего микроэлементов, включая V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn и As (рис. 15). Это объясняется их преимущественно терригенным происхождением. Алевролиты более обогащены большинством элементов по сравнению с песчаниками, но в них отмечаются пониженные содержания As, Sr, Mo, Cd и Ba. Отдельной особенностью алевролитов является повышенное содержание Zr и Hf, что связано с высоким количеством терригенного циркона.

Максимальные концентрации V зафиксированы в ооидовых железняках (328,9 г/т), что значительно превышает содержание этого элемента в песчаниках (до 45,1 г/т). Cr варьирует от 24,2 г/т в песчаниках до 248,2 г/т в ооидовых железняках. Концентрации Co и Ni в ооидовых железняках достигают 219,3 г/т и 208,3 г/т соответственно, что значительно выше, чем их содержания в нижележащих однородных железняках (до 74,6 г/т и 46,4 г/т соответственно). Содержание As в железняках также существенно выше (до 185,5 г/т) по сравнению с терригенными отложениями, где оно не превышает 16,3 г/т. В то же время отмечается дефицит Cu, Sr, Zr, Ba, Hf, W и Th (рис. 15).

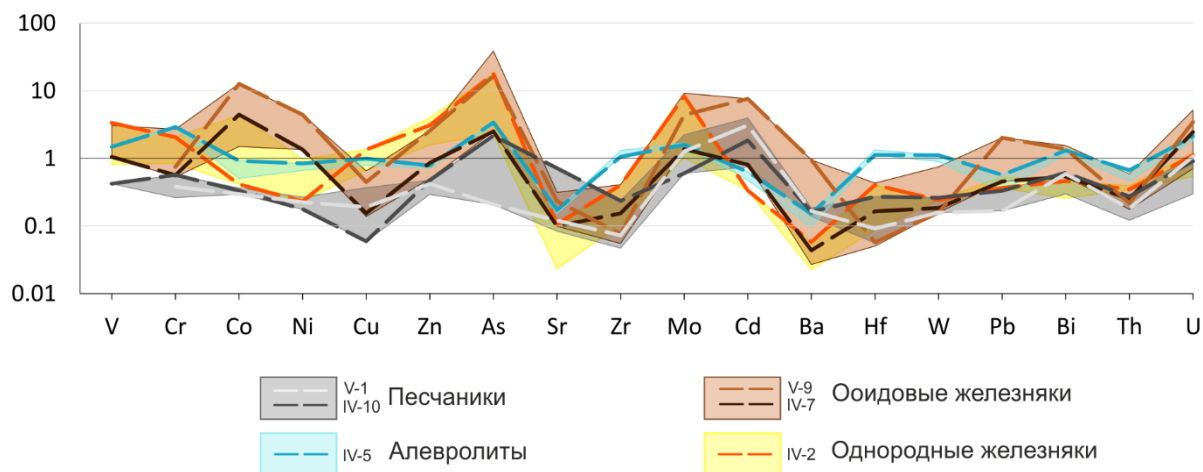


Рисунок 15. Спайдер-диаграммы микроэлементов пород западной части Аятского железорудного бассейна нормированных по отношению средних значений UCC (Taylor и McClennan, 1985).

Таблица 3. Содержание микроэлементов (г/т) в железняках и вмещающих породах западной части Аятского бассейна

sample	Rock type	Литофация	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Zr	Mo	Cd	Ba	Hf	W	Pb	Bi	Th	U
V-1	sand	F2	-	34,9	5,1	10,6	5,3	28,1	1,0	38,6	14,0	1,4	0,3	104,8	0,5	0,3	2,9	0,1	1,9	2,9
V-3	sand	F2	-	29,7	6,3	8,3	10,3	19,6	2,1	26,8	9,1	2,5	0,1	87,0	0,3	0,3	3,9	0,0	1,3	0,8
V-7	sand	F2	-	24,2	5,7	12,6	6,1	27,1	3,5	37,9	12,1	0,7	0,4	115,9	0,4	0,3	3,8	0,1	2,0	3,2
V-9	oi	F4	-	68,6	219,3	208,3	12,5	172,5	79,3	74,5	14,8	4,8	0,8	597,1	0,3	0,3	34,4	0,2	2,3	9,3
V-11	oi	F4	-	117,4	99,0	106,3	9,7	91,8	63,6	97,0	25,7	6,3	0,1	87,6	0,8	1,2	31,2	0,2	4,2	14,0
V-13	oi	F4	-	48,8	183,7	109,5	6,6	33,5	185,5	53,2	10,6	10,1	0,2	182,2	0,3	0,3	31,4	0,1	1,9	4,2
V-14	od	F4	527,6	207,5	111,6	152,2	4,5	115,6	73,1	78,4	33,1	7,1	0,1	23,3	0,9	3,0	27,3	0,3	4,8	6,3
IV 1	silt	F1	155,1	258,6	8,7	31,3	22,1	47,8	15,1	48,8	251,2	1,9	0,0	60,5	7,1	1,7	5,6	0,2	4,9	4,9
IV 2	mi	F3	358,2	189,7	7,2	10,8	37,9	206,6	85,8	34,1	77,5	9,2	0,0	36,4	2,1	0,5	6,2	0,1	3,6	3,0
IV-3	mi	F3	93,9	77,7	74,6	46,4	18,7	268,5	11,2	11,1	20,2	1,1	0,0	24,0	0,5	-	7,0	0,0	4,1	3,2
IV-4	mi	F3	87,3	98,7	7,1	-	25,1	106,3	18,2	7,5	30,2	1,9	-	14,2	0,7	-	9,1	0,0	4,1	1,5
IV 5	silt	F1	158,5	267,6	15,9	39,5	27,8	52,6	16,3	55,1	204,6	1,8	0,1	95,7	6,0	2,1	9,7	0,2	7,0	5,7
IV 6	oi	F4	255,0	248,2	188,5	194,8	18,2	153,2	39,0	32,6	53,7	5,5	0,1	26,2	1,4	0,8	17,9	0,1	3,2	4,5
IV 7	oi	F4	112,6	51,9	76,9	63,6	4,3	57,6	12,0	31,7	29,8	1,5	0,1	27,4	0,9	0,4	7,8	0,1	2,6	6,6
IV 8	oi	F4	328,9	134,4	60,7	65,6	5,4	92,1	73,3	90,5	78,9	7,6	0,1	26,7	2,3	1,4	19,9	0,1	6,2	2,6
IV-9	oi	F4	328,9	139,3	26,0	67,3	3,9	142,1	29,6	100,5	49,2	6,9	0,2	17,0	1,1	-	20,2	0,2	4,8	1,9
IV-10	sand	F2	45,1	52,4	5,8	8,3	1,7	31,9	10,4	229,1	45,6	0,7	0,2	102,0	1,4	0,5	5,6	0,1	2,9	2,5
IV-11	od	F4	737,1	250,7	74,7	139,1	9,8	220,1	40,1	38,4	58,6	10,0	0,4	29,8	1,4	1,6	23,9	0,3	7,2	5,1

Примечание: V-1, V-3, V-7, V-9, V-11, V-13, V-14 – породы Варваринского обнажения; IV-1 - IV-11 – породы Николаевского обнажения. oi – ооидовый железняк; mi – однородный железняк; sand – песчаник; silt – алевролит; od – монофракция ооидов. F1 – литофация алевролитов с прослоями разномелкого песчаника; F2 – литофация кварц-глауконитовых средне- и крупнозернистых песчаников; F3 – литофация однородных железняков с мелкозернистым песчаником; F4 – литофация ооидовых железняков с мелкозернистым песчаником.

6.1.3. Редкоземельные элементы

Содержания редкоземельных элементов и иттрия пород представлены в таблице 4. Спайдер-диаграммы (рис. 16) демонстрируют общий дефицит распределения РЗЭ и Y среди алевролитов, песчаников и однородных железняков относительно средних значений постархейского австралийского сланца (PAAS). Среднее содержание редкоземельных элементов и Y в породах аятской свиты составляет 139 г/т. В алевролитах и песчаниках содержание РЗЭ+Y изменяется в пределах от 54,8 до 136,8 г/т при среднем значении 91,4 г/т, тогда как среднее содержание в морских железняках повышается до 167,2 г/т (приложение 2).

Повышенные концентрации РЗЭ+Y приурочены преимущественно к ооидовым железнякам. Суммарные содержания лёгких (ЛРЗЭ: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd), тяжёлых (ТРЗЭ: Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ и Y в ооидовых железняках варьируют в следующих пределах: ЛРЗЭ – от 62,3 до 294,4 г/т; ТРЗЭ – от 6,9 до 24,0 г/т; Y – от 16,0 до 38,2 г/т. Среднее суммарное содержание РЗЭ+Y составляет 209,8 г/т. Для подтверждения ведущей роли ооидов в аккумуляции редкоземельных элементов и иттрия был выделен ооидовый концентрат с содержанием ооидов около 80 %. После обогащения среднее содержание РЗЭ+Y в концентрате достигло 280 г/т, а максимальное значение составило 490 г/т (прил. 2). При этом наблюдаются заметные различия между разрезами. Так, в Варваринском разрезе среднее содержание РЗЭ+Y в валовом составе составляет 116 г/т, тогда как в ооидовом концентрате оно возрастает до 145 г/т. В Нижне-Николаевском разрезе средние значения значительно выше: 280 г/т в валовом составе и 373 г/т в ооидах. Эти данные указывают на локальные вариации условий осадконакопления и различную эффективность аккумуляции редкоземельных элементов в ооидах.

Однородные железняки, напротив, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ+Y среди аятских пород. Их суммарные концентрации изменяются в пределах: ЛРЗЭ – от 37,0 до 84,4 г/т; ТРЗЭ – от 3,4 до 11,9 г/т; общее содержание РЗЭ+Y – от 46,0 до 110,4 г/т, в среднем 67,9 г/т.

Таблица 4. Содержания редкоземельных элементов и Y (г/т) пород западной части Аятского бассейна.

sample	Rock type	Литофация	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*	$\Sigma Ce / \Sigma Y$	ЛРЗЭ	ТРЗЭ	РЗЭ+Y
V-1	sand	F2	12,6	30,9	3,4	13,6	2,8	0,6	2,8	0,4	2,1	11,1	0,4	1,0	0,1	0,8	0,1	1,1	1,1	2,8	66,7	4,9	82,7
V-3	sand	F2	9,5	24,3	2,6	10,5	2,1	0,4	2,1	0,3	1,4	6,9	0,2	0,6	0,1	0,5	0,1	1,1	1,0	3,5	51,4	3,2	61,5
V-7	sand	F2	16,8	42,8	4,8	19,3	4,2	1,0	4,7	0,8	3,9	24,1	0,8	2,0	0,3	1,6	0,2	1,1	1,1	1,8	93,6	9,5	127,2
V-9	oi	F4	8,7	26,2	2,9	13,2	4,3	1,2	5,7	1,1	6,7	30,1	1,3	3,5	0,6	3,5	0,5	1,2	1,2	0,9	62,2	17,2	109,5
V-11	oi	F4	16,0	44,0	4,8	20,5	5,7	1,6	6,9	1,1	6,6	33,0	1,3	3,6	0,5	2,9	0,4	1,2	1,3	1,3	99,5	16,4	148,9
V-13	oi	F4	12,2	31,1	3,4	13,8	3,0	0,7	3,2	0,5	2,7	16,0	0,5	1,5	0,2	1,2	0,2	1,1	1,1	1,9	67,4	6,8	90,2
IV-1	silt	F1	13,4	25,8	3,1	13,5	2,8	0,7	2,4	0,4	2,8	14,7	0,6	2,1	0,3	2,2	0,3	0,9	1,3	1,8	61,7	8,8	85,1
IV-2	mi	F3	6,4	16,3	1,9	8,9	1,8	0,4	1,4	0,2	1,3	5,3	0,2	0,9	0,1	0,8	0,1	1,1	1,3	3,1	37,1	3,6	46,0
IV-3	mi	F3	11,2	37,1	4,4	20,4	5,5	1,4	4,3	0,7	4,6	14,1	0,9	2,5	0,4	2,5	0,4	1,2	1,4	2,6	84,3	12,0	110,4
IV-4	mi	F3	6,3	17,2	2,0	9,1	2,2	0,5	1,6	0,2	1,4	4,9	0,3	0,7	0,1	0,7	0,1	1,1	1,3	3,5	38,9	3,5	47,3
IV-5	silt	F1	22,5	46,8	5,3	23,4	5,0	1,2	4,1	0,6	4,0	17,8	0,7	2,4	0,3	2,3	0,3	1,0	1,3	2,6	108,3	10,7	136,8
IV-6	oi	F4	54,3	141,8	13,9	59,8	11,5	2,9	10,3	1,5	9,5	38,2	1,7	5,4	0,7	4,5	0,7	1,2	1,3	3,7	294,5	24,0	356,7
IV-7	oi	F4	37,9	89,4	9,1	39,0	7,7	1,8	6,5	0,9	5,8	25,6	1,1	3,4	0,4	3,0	0,5	1,1	1,2	3,5	191,4	15,1	232,1
IV-8	oi	F4	43,0	112,1	11,7	48,4	10,1	2,3	7,3	1,0	6,2	18,9	1,0	2,9	0,4	2,5	0,3	1,2	1,2	5,9	234,9	14,3	268,1
IV-9	oi	F4	36,8	110,9	10,1	41,8	9,2	2,1	7,4	1,3	7,5	26,2	1,4	3,8	0,6	3,6	0,5	1,3	1,2	4,2	218,3	18,7	263,2
IV-10	sand	F2	9,7	19,6	2,2	8,8	1,9	0,4	1,6	0,2	1,5	6,9	0,3	0,8	0,1	0,7	0,1	1,1	1,1	2,9	44,3	3,7	54,8
V-9	od	F4	19,4	52,4	5,5	24,7	5,5	1,2	4,7	0,8	4,6	23,6	0,9	2,5	0,3	2,3	0,3	1,2	1,1	2,2	113,4	11,6	148,6
V-11	od	F4	17,9	49,8	5,1	20,3	5,9	1,4	6,9	1,1	5,1	20,4	0,9	2,9	0,4	2,5	0,3	1,2	1,1	2,4	107,4	13,4	141,1
IV-6	od	F4	83,3	198,7	21,3	87,5	16,6	3,5	11,1	1,7	9,3	43,1	1,7	4,7	0,7	4,4	0,6	1,1	1,1	4,6	422,0	23,0	488,1
IV-7	od	F4	54,3	132,0	13,2	48,5	10,8	2,0	9,9	1,4	5,2	17,3	0,8	2,3	0,4	2,0	0,3	1,1	0,9	7,6	270,8	12,4	300,5
IV-9	od	F4	59,7	144,9	14,2	54,4	11,2	2,3	10,6	1,6	6,0	19,1	1,0	2,6	0,4	2,4	0,3	1,1	1,0	7,6	297,4	14,4	330,9

Примечание: V-1, V-3, V-7, V-9, V-11, V-13, V-14 – породы Варваринского обнажения; IV-1 - IV-11 – породы Николаевского обнажения. oi – ооидовый железняк; mi – однородный железняк; sand – песчаник; silt – алевролит; od – монофракция ооидов. F1 – литофация алевролитов с прослоями разномерного песчаника; F2 – литофация кварц-глауконитовых средне- и грубозернистых песчаников; F3 – литофация однородных железняков с мелкозернистым песчаником; F4 – литофация ооидовых железняков с мелкозернистым песчаником

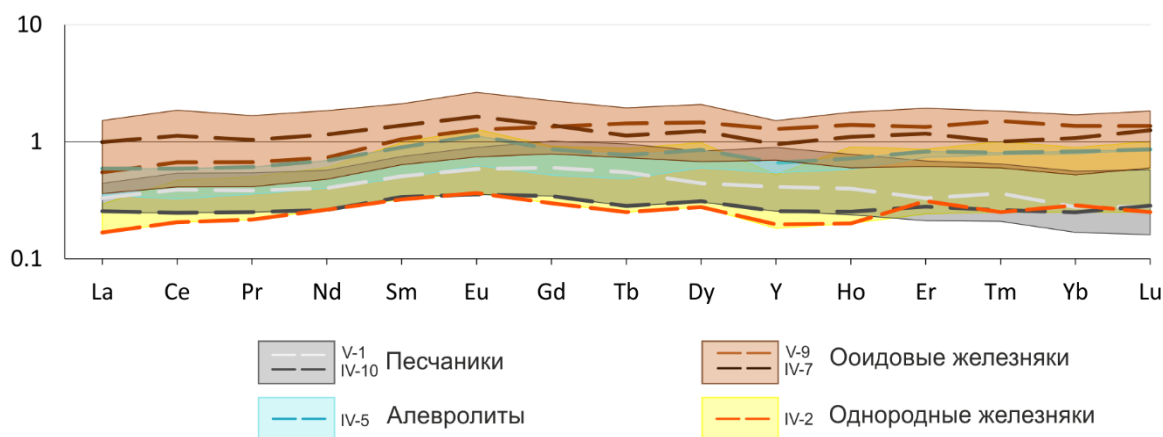


Рисунок 16. Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов пород западной части Аятского железорудного бассейна нормированные на постархейский австралийский сланец (PAAS) (Taylor S.R. and McLennan S.M, 1985).

6.2. Геохимические индикаторы обстановок осадконакопления

6.2.1. Показатели щелочности

Анализ геохимических индикаторов является важным инструментом при реконструкции условий формирования осадочных толщ и выявлении источников поступления терригенного материала. Использование таких параметров, как щелочной модуль ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) и нормированная щелочность $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, позволяет не только оценить минеральный состав терригенной примеси, но и установить характер исходных пород, участвовавших в сносе в осадочный бассейн (Юдович, 1981). Эти показатели фиксируют соотношение щелочных оксидов и глинозёма, что отражает как степень участия полевых шпатов, так и степень их деструкции в условиях химического выветривания.

Щелочной модуль ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$)

Щелочной модуль в осадочных породах традиционно рассматривается как индикатор состава пород источника сноса. Величины, близкие к 0,3-1,5, характерны для пород среднего или кислого состава, тогда как значения выше 1,5 указывают на существенный вклад пород основного состава. Среднее значение щелочного модуля в аятских породах составляет 0,5, при максимуме 1 (Юдович, 1981). Такой диапазон находится в пределах характерных для кислых пород, что свидетельствует о доминирующем влиянии кислых источников (гранитоидов или их метаморфизованных аналогов) в сносе. Отсутствие значимых превышений данного показателя позволяет исключить существенный вклад основных пород в осадконакопление в Аятском бассейне.

Нормированная щелочность $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$

Показатель нормированной щелочности служит индикатором степени участия полевых шпатов в составе терригенного материала. Для аятских песчаников среднее значение составило 0,6, что превышает пороговое значение 0,4 и свидетельствует о заметном вкладе полевых шпатов. Локальные различия в пределах бассейна особенно показательны: в западной части бассейна нормированная щелочность достигает 0,7, тогда как в центральной – лишь 0,3 (Юдович, 1981). Это соотношение отражает пространственную изменчивость источников сноса: более высокие значения на западе согласуются с притоком материала с западного направления, что коррелирует с ранее установленными данными по минеральному составу песчаников. Низкие значения в восточного фланга могут отражать либо меньшее количество полевых шпатов в исходных породах, либо их более интенсивное разрушение в процессе переноса.

6.2.2. Элементы фациального индикатора Ti/Zr

В качестве геохимического индикатора дальности транспортировки используется соотношение Ti/Zr. Это основано на разной устойчивости минералов, содержащих эти элементы: циркон (основной минерал-носитель Zr) значительно устойчивее к разрушению при переносе, чем минералы титана (например, ильменит, рутил). В результате по мере удаления от источника сноса доля циркона в осадке относительно возрастает, а отношение Ti/Zr – снижается. Поэтому последовательное уменьшение значений Ti/Zr в серии пород интерпретируется как увеличение расстояния, на которое был перенесен обломочный материал (Скляр и др., 2001). Для аятских пород значения соотношения Ti/Zr (табл. 4) демонстрируют схожие показатели в алевролитах, однородных железняках и в нижних слоях ооидовых железняков Нижне-Николаевского разреза (30-40). Однако в верхних слоях ооидовых железняков этого же разреза показатель резко снижается до 16, что близко значениям Варваринского разреза. В песчаниках данное соотношение варьирует в интервале 17-29.

6.2.3. Интерпретация условий осадконакопления на основе геохимических индексов

Применение геохимических индексов позволяет реконструировать условия осадконакопления, определить степень редокс-контроля в бассейне, а также выявить возможное влияние гидротермальной активности и диагенетических процессов. Рассмотренные показатели охватывают как элементные соотношения (V/Cr, U/Th), так и

коэффициенты обогащения (EF_{Me}), а также аномалии распределения редкоземельных элементов (Ce/Ce^* , Eu/Eu^*).

Индексы V/Cr и U/Th

Соотношение V/Cr традиционно используется в качестве индикатора редокс-обстановки морского дна. В песчаниках и алевролитах аятской свиты среднее значение показателя составляет 0,7, что указывает на преимущественно кислородные условия осадконакопления. В однородных железняках величина V/Cr возрастает до 1,3, что свидетельствует о тенденции к субкислородным условиям, хотя общее содержание оксидов железа сохраняет признаки преимущественно кислородной среды. Наиболее высокие значения зафиксированы в ооидовых железняках (2,3), что позволяет интерпретировать их как отложения в субкислородной среде близкой к бескислородной, обстановке.

Показатель U/Th демонстрирует схожую динамику. В песчаниках и алевролитах его среднее значение равно 0,8, что согласуется с кислородными условиями. В однородных железняках U/Th составляет 0,7, подтверждая близкие параметры. В ооидовых железняках показатель увеличивается до 2,0, что отражает субкислородные–безкислородные условия. Особое внимание уделено изучению ооидового концентрата, поскольку именно ооиды представляют собой первичную форму осадкообразования, формирующуюся в процессе их роста и миграции по морскому дну. В них наиболее полно фиксируются параметры среды седиментации. Для данного концентрата показатель V/Cr достигает 3,1, а U/Th 1,5, что указывает на осадконакопление в условиях с ограниченным поступлением кислорода, близких к безкислородным.

Индексы обогащения (EF)

Коэффициенты обогащения элементов (табл. 4) демонстрируют выраженные различия между литофациями. Наблюдается тесная положительная корреляция между коэффициентами обогащения фосфора (EF_P) и железа (EF_{Fe}). В то же время, отсутствие корреляции между EF_{Fe} и индикаторами терригенной примеси (EF_{Ti} и EF_{Zr}) свидетельствует о различных источниках поступления железа и терригенного материала. В среднем по аятским железнякам фиксируется заметное накопление ванадия ($EF_V = 5,8$) и молибдена ($EF_{Mo} = 19,9$). В западной части бассейна (разрез «Варваринка») EF_{Mo} достигает максимальных значений (28,5), что может указывать на усиление восстановительных условий и, возможно, участие гидротермальных флюидов. В ооидовых железняках с гипсом (фация F4) отмечается снижение

коэффициентов EF для железа и фосфора, причём их понижение чётко коррелирует между собой. При этом индикаторы, более чувствительные к редокс-состоянию (V и Mo), сохранили свой сигнал. Такая согласованность указывает на общий контролирующий фактор, связанный с условиями осадконакопления. Вероятнее всего, ключевым механизмом здесь выступала эвапоритизация, которая существенно изменила химический состав бассейна.

Таблица 4. Показатели индикаторов обогащения песчаников алевролитов и железняков аятской свиты

sample	Rock type	Литофация	EF _P	EF _{Fe}	EF _{Ti}	EF _{Zr}	EF _V	EF _{Zn}	EF _{Mo}	EF _U	Ti/Zr
V-1	sand	F4	5,5	0,6	-	2,3	2,9	8,7	1,2	0,5	7,4
V-3	sand	F4	4,5	0,3	-	2,8	1,9	14,7	0,9	0,3	2,0
V-7	sand	F4	4,5	0,5	-	1,8	2,3	3,7	1,0	0,4	6,6
V-9	oi	F3	35,4	0,3	-	50,8	12,4	21,1	4,6	0,4	16,5
V-11	oi	F3	7,7	0,3	-	24,7	3,6	15,0	0,4	0,4	13,6
V-13	oi	F3	23,7	0,3	-	54,0	2,7	49,5	1,6	0,3	8,3
IV 1	silt	F1	0,5	1,9	1,3	1,0	0,6	1,5	0,1	1,1	1,6
IV 2	mi	F2	11,2	1,6	7,9	18,3	7,3	19,6	0,1	1,0	2,6
IV-3	mi	F2	14,3	0,6	3,1	36,6	14,2	3,7	0,1	0,4	4,2
IV-4	mi	F2	1,7	1,1	3,0	36,5	5,7	6,4	0,1	0,6	2,0
IV 5	silt	F1	0,3	2,1	1,4	0,9	0,7	1,5	0,1	1,0	2,0
IV 6	oi	F3	17,8	1,1	6,2	23,5	5,9	12,9	0,1	0,7	4,3
IV 7	oi	F3	28,2	1,1	4,3	39,5	3,5	5,6	0,2	0,6	10,1
IV 8	oi	F3	13,3	0,9	7,7	12,7	3,4	17,2	0,1	1,0	2,4
IV-9	oi	F3	20,5	0,6	8,9	26,6	6,1	18,1	0,1	0,7	2,0
IV 10	sand	F4	3,0	0,9	1,3	1,0	1,4	1,8	0,5	0,7	2,7

Примечание: V-1, V-3, V-7, V-9, V-11, V-13 – породы Варваринского обнажения; IV-1 - IV-10 – породы Николаевского обнажения. oi – ооидовый железняк; mi – однородный железняк; sand – песчаник; silt – алевролит. F1 – литофация алевролитов; F2 – литофация однородных железняков; F3 – литофация ооидовых железняков; F4 – литофация кварц-глауконитовых песчаников.

Ce/Ce* и Eu/Eu* аномалии

Распределение РЗЭ подтверждает влияние специфических факторов осадконакопления. Положительная цериевая аномалия (Ce/Ce^* 1,1–1,3) характерна для железняков и может отражать ограниченную циркуляцию придонных вод и процессы анаэробного окисления органического вещества в поровом пространстве. В алевролитах

положительная цериевая аномалия не выражена, что согласуется с их формированием в более кислородной среде.

Положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* 1,1-1,4$) указывает на возможное участие высокотемпературных процессов (диагенетических или гидротермальных). Также не исключён привнос аллохтонного материала, обогащённого европием, на ранних стадиях диагенеза.

Индикатор климата ($\Sigma Ce/\Sigma Y$)

Для оценки палеоклиматических условий применён показатель $\Sigma Ce/\Sigma Y$ (Балашов и др., 1964). Среднее значение по аятской свите составляет 2,9. В терригенных породах он равен 2,5, тогда как в морских железняках достигает 3,1, что указывает на более гумидный климатический режим в период их формирования. Региональные различия особенно заметны: ооидовые железняки Варваринского обнажения характеризуются пониженным значением $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,4$, тогда как в Николаевском обнажении показатель достигает 3,8 (табл. 4).

6.2.4. Генетические диаграммы

На генетической диаграмме по микроэлементам из-за высокого содержания Co и низкого содержания Zn большинство пород ооидовых железняков находятся в области гидротермального происхождения, тогда как Варваринские железняки находятся в водородной области (рис. 17 А). На диаграмме $Co+Ni, wt. \%$ и $(As+Cu+Mo+Pb+V+Zn), Wt. \%$ большинство пород находятся между водородной и гидротермальной областями (рис. 17 Б), однако Варваринские железняки лежат в водородной области. При этом на диаграмме Ce/Ce^* и Y_{sn}/Ho_{sn} (рис. 17 В) большинство ооидовых железняков в основном тяготеют к гидротермической области.

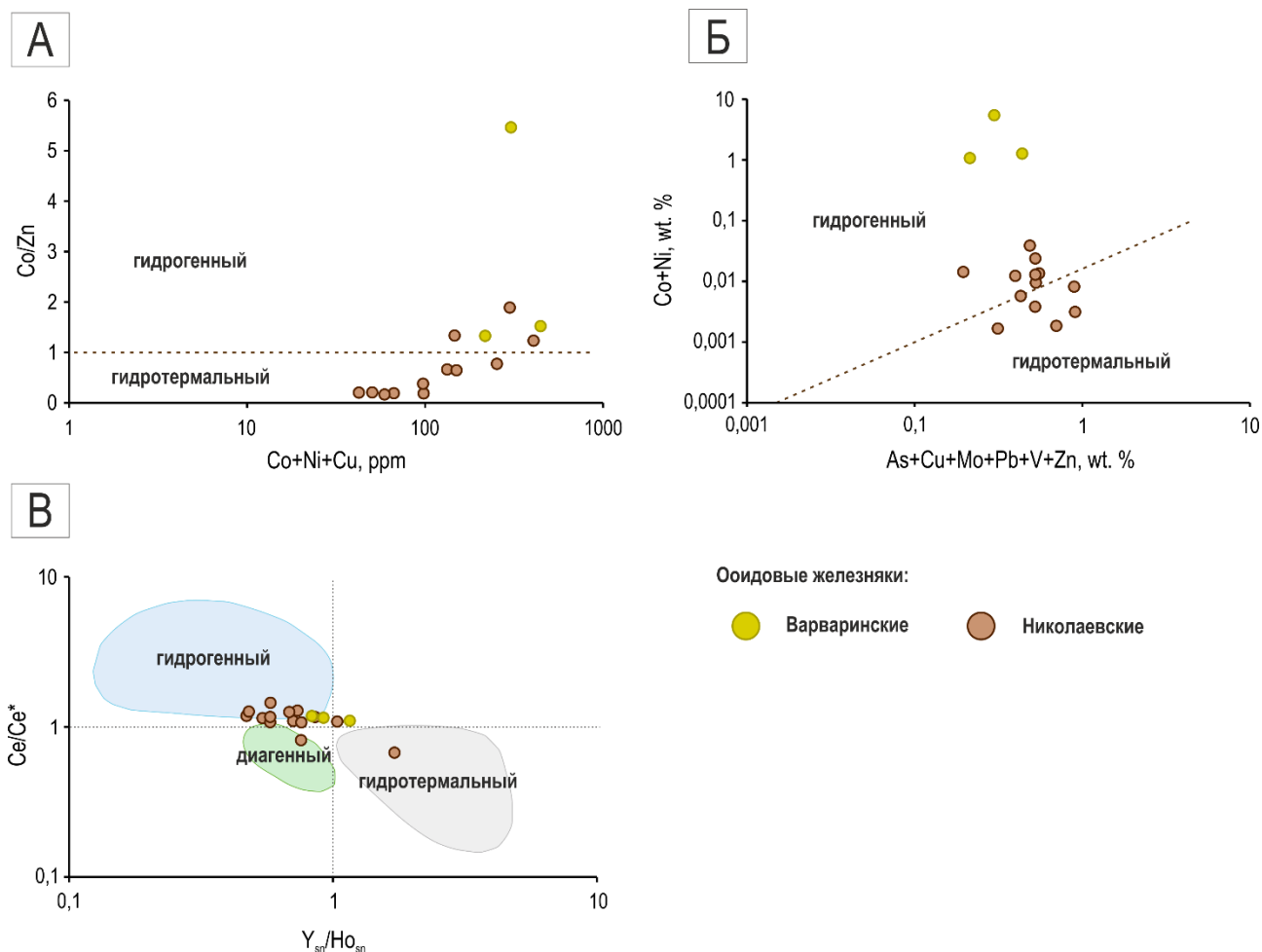


Рисунок 17. Генетические диаграммы ооидовых железняков: А) зависимость между Co/Zn и (Co+Ni+Cu) (Toth, 1980); Б) зависимость между Co+Ni, wt. % и (As+Cu+Mo+Pb+V+Zn), Wt. % (Nicholson, 1992); В) зависимость между Ce/Ce* и Y_{sn}/Ho_{sn} (Bau et al., 2014).

6.2.5. Изотопный анализ и содержание органического углерода карбонатного цемента морских железняков

Изотопный анализ углерода и кислорода в образцах сидеритового цемента, выделенных из литофаций ооидовых железняков с сидеритовым и сидерит-лептохлоритовым цементом, показал следующие значения: $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -15,6 до -13,1 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ от -2,3 до -0,6 ‰. Данный диапазон отражает изотопно лёгкий состав углерода при сравнительно обогащённом тяжёлым изотопом составе кислорода.

В пределах разреза фиксируется незначительное увеличение $\delta^{13}\text{C}$ сидерита от -15,6 до -13,1 ‰, что может указывать на постепенное изменение геохимических условий осадконакопления и диагенеза. Изотопно лёгкий углерод (низкие значения $\delta^{13}\text{C}$) характерен для сидеритов, формировавшихся в восстановительной обстановке. Подобные значения $\delta^{13}\text{C}$

свидетельствуют о существенном вкладе органического вещества в процесс минералообразования (Oehlert, Swart, 2014; Prosser et al., 1993). При этом содержание общего органического углерода (ТОС) не высокое 0,9-1,0 %, что может указывать на окисление органического вещества еще до его захоронения. Окисление (деградация) органического вещества, включая метаногенез и бактериальное восстановление сульфатов, способствует накоплению лёгкого изотопа углерода в сидеритах. Это подтверждается тем, что полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ значительно ниже среднего уровня морских карбонатов (~ 0 ‰).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в диапазоне от -2,3 до -0,6 ‰ интерпретируются как показатель формирования сидеритового цемента при умеренных температурах (20-40 °C), соответствующих диагенетическим условиям в прибрежных или ограниченных морских бассейнах. Изотопный состав кислорода отражает смешанный характер поровых вод, в которых сочетались морские и метеорные (пресноводные) компоненты. Вероятным механизмом такого соотношения являлась периодическая циркуляция или поступление пресных вод в зону седиментации, что согласуется с литолого-фациальными особенностями разреза.

6.3. Газово-жидкие включения сидерита

В сидеритовом цементе ооидовых железняков аятской свиты были обнаружены флюидные включения (рис. 18). Включения имеют изометричную и вытянутую форму. Их размер в среднем варьируется от 1 до 3 мкм, но встречаются и более крупные включения размером до 7 мкм. Флюидные включения двухфазные, где в качестве жидкости выступает вода. Среди ооидовых железняков распространены углеводороды, такие как C_6H_{12} (2855 cm^{-1}), C_6H_{14} (2873 cm^{-1}), CH_4 (2909 и 2917 cm^{-1}) и C_2H_6 (3055 cm^{-1}). В области 3000-3200 cm^{-1} , характеризующее гидратированные молекулы, встречаются растворенные ионы NH_4^+ , при 3040 cm^{-1} на Рамановском спектре.

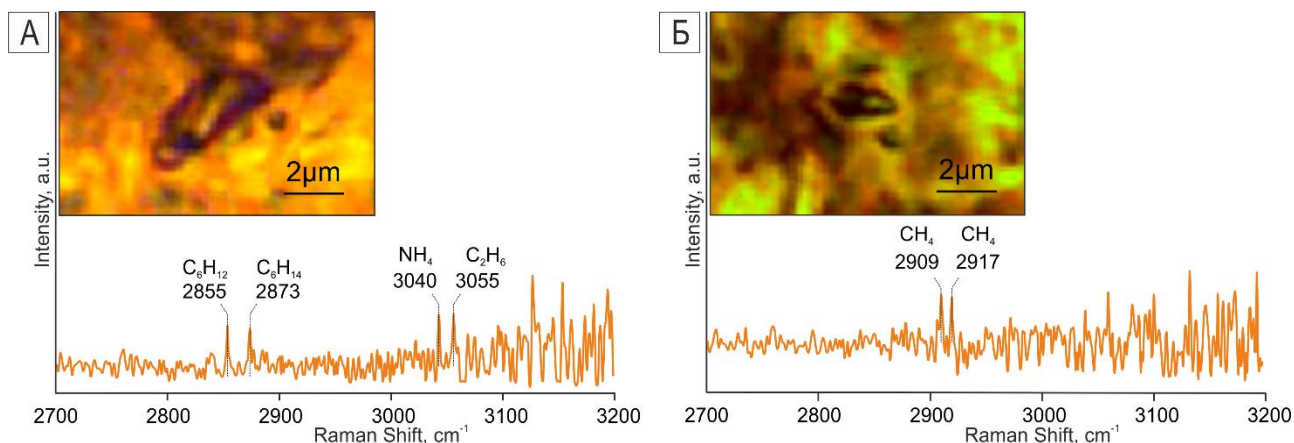


Рисунок 18. Раман-спектры флюидных включений ооидовых железняков.

6.4. Выводы по геохимическим особенностям

Проведённый геохимический анализ пород аятской свиты позволяет заключить, что формирование морских железняков Аятского бассейна носило сложный и многофакторный характер, в котором переплетались седиментационные и диагенетические процессы. Накопление терригенных слоев и однородных железняков происходило в преимущественно окислительных условиях, тогда как переход к осаждению ооидов был связан с развитием субокислородных, местами стагнационных обстановок, что способствовало накоплению железа.

Формирование ооидовых слоев происходило в субокислородной, местами близкой к застойной среде, что подтверждается повышенными значениями индексов V/Cr и U/Th. Существенным фактором в поддержании восстановительного потенциала придонной зоны стало поступление органического вещества: содержание ТОС в пределах 0,9-1 % указывает на его достаточный, но не избыточный уровень, создававший условия для бактериальных процессов без перехода к полной аноكсии. Важнейшую роль в дальнейшем преобразовании руд сыграли диагенетические процессы, подтверждённые изотопными характеристиками сидеритового цемента ($\delta^{13}\text{C}$ от -15 до $-13,1$ ‰), отражающими активное участие органического вещества и микробиологической переработки, что обусловило цементацию ооидов и перераспределение элементов (Brett, 2003). Существенную специфику железняков формирует и распределение редкоземельных элементов: концентрация РЗЭ+Y преимущественно приурочена к ооидовой фракции, а слабая положительная Eu-аномалия в сочетании с углеводородными компонентами в газовой-жидких включениях (рис. 18) сидерита

свидетельствует о эпизодическое воздействие гидротермальных флюидов, усиливших миграцию рудного вещества.

Не менее важным является зафиксированный в разрезе прослой гипса, который отражает кратковременный эпизод эвапоритизации и локальное смещение палеогеографической обстановки в сторону аридных условий. Этот факт подчёркивает динамичность осадочной системы бассейна, где смена климатических и гидрохимических параметров могла оказывать заметное влияние на рудонакопление.

В целом совокупность геохимических данных свидетельствует о том, что аятские железняки представляют собой результат взаимодействия нескольких факторов: гидрогенного осаждения железорудного вещества в субокислородных условиях, интенсивных диагенетических преобразований с участием органического вещества и эпизодического влияния гидротермальных флюидов. Их уникальная геохимическая специфика не только отличает Аятский бассейн от других платформенных месторождений, но и существенно уточняет представления о механизмах морского железнакопления в пределах межплатформенных структур.

ГЛАВА 7. ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ В ИЗУЧАЕМЫХ РАЙОНАХ

7.1. Геолого-структурная позиция

Аятский железорудный бассейн приурочен к северной части мел-кайнозойского чехла Тургайского прогиба в пределах Кустанайской седловины – наиболее приподнятой положительной палеотектонической структуры региона (Бекмухаметов, Бекмухаметова, 2015; Городецкая, 1975; Доскач, 1959; Сидоренко, 1975). В структурном плане бассейн пространственно вытянут в субширотном направлении (рис. 1), что отражает общую конфигурацию мезо-кайнозойских комплексов северной части прогиба. Фундамент в районе западной части бассейна представлен фрагментами Валерьяновского островодужного пояса, осложнённого системой разломов субмеридионального простирания (Акылбеков и др., 2019; Дымкин, 1966; Кобзарь, 1968).

В пределах бассейна зафиксированы ритмичные изменения литологического состава, выраженные в чередовании алевролитов, железняков и песчаников в разрезах относительно малой мощности. Эти чередования интерпретируются как отражение эвстатических колебаний уровня моря в сантон-кампанское время (Найдин, 2006). На формирование данной цикличности и её латеральную изменчивость существенное влияние оказывали тектонические подвижки отдельных блоков фундамента, сопряжённые с системой разломов различного порядка. Такой же аналогичный вывод был установлен предшественниками (Барабошкин и др., 2007; Найдин, 2006; Папулов и др., 1990), которые изучали отложения верхнего мела северной части Тургайского прогиба. В данной работе наблюдается различия в строении разрезов между западным и восточным флангами западной части Аятского бассейна. Эти различия, по-видимому, обусловлены их приуроченностью к разным тектоническим блокам, разделённым Ливановским субмеридиональным разломом (рис 1). Это могло способствовать формированию различных условий накопления и последующего преобразования осадков, включая морские железняки.

Морское осадконакопление в бассейне началось с восточного фланга, где в основании разреза залегает литофация алевролитов (F1) и однородных железняков (F3). Появление и устойчивое распространение литофации ооидовых железняков (F4) по всей западной части бассейна указывает на погружение западного фланга изучаемого района. Вероятно, более интенсивное погружение блока к западу от Ливановского разлома (рис. 1) создало условия для

формирования мощных песчаных отложений и более широкого развития сидеритовых руд по сравнению с другими частями бассейна.

Таким образом, геолого-структурное положение Аятского бассейна определяется региональной тектонической активизацией Тургайского прогиба (Барабоскин и др., 2007; Папулов и др., 1990), вероятно, в области развития Ливанского разлома и оперяющих его разломных систем меньшего порядка. В подобной обстановке морская седиментация контролировалась структурно-морфологическими факторами региона, в результате чего в пределах западной части Аятского бассейна сформировались осадочных, вмещающие железняки, с отличительными литологическими особенностями и вещественным составом.

7.2. Палеобстановки накопления железняков

7.2.1. Условия седиментации

Верхнемеловые отложения западной части Аятского бассейна характеризуется маломощными, ритмично сменяющими друг друга толщами. В целом это указывает на изменчивость условий осадконакопления в мелководной обстановке сантон-кампанского времени. Литологические особенности разрезов фиксирует влияние как эвстатических колебаний уровня моря, так и локальной тектонической активности.

Алевриты, формирующие базальную и среднюю части разреза Нижняя Николаевка (рис. 19), накапливались в условиях низкоэнергетической гидродинамической обстановки. Подобные седиментационные условия связаны с тектонической спецификой Тургайского прогиба, обладавшего пологим палеорельефом (Городецкая, 1975; Доскач, 1959). Основным источником алевритового материала, наряду с удалёнными склонами Южного Урала, могло служить Кустанайское поднятие. Его пологие склоны (Доскач, 1959) способствовали преимущественному выносу уже отсортированного мелкообломочного материала.

Следующий этап осадконакопления связан с формированием однородных железняков. Эти отложения накапливались в прибрежно-лагунных условиях, ближе к береговой линии. По сравнению с алевритами, они содержат меньше терригенного материала, однако его доля выше, чем в ооидовых железняках, которые распространены на восточном фланге изучаемой части бассейна (рис. 19). Ограниченное латеральное распространение однородных железняков предполагает их формирование в межбаровых котловинах, где гидродинамическая активность оставалась минимальной. В отличие от них, ооидовые железняки образовывались в более дистальных участках мелководного бассейна, где сохранялась повышенная

гидродинамическая активность, необходимая для роста ооидов. В этих условиях поступление терригенного материала было существенно ограничено, что подтверждается его низкой концентрацией и уменьшением размеров кварцевых зёрен. Осадконакопление в таких фациях приобретало равномерный характер и контролировалось преимущественно хемогенными и/или биохемогенными процессами.

Предшественники предполагали, что поставщиком терригенного материала для Аятского бассейна был Кустанайское поднятие, однако позднее было предложено Урал и Казахское нагорье (Найдин, 2006; Папулов и др., 1990; Сидоренко, 1975). Геохимические данные, указывают на смену источника сноса в процессе осадконакопления. На это указывает соотношение Ti/Zr (табл. 4).

Анализ возможных источников позволяет исключить Казахское нагорье. Его удаленность от области седиментации и наличие Тургайского пролива в сантон-кампанское время, который субмеридионально отделял нагорье от бассейна, не позволяют уверенно рассматривать его в качестве источника материала.

Таким образом, можно предположить последовательную смену двух источников. На начальном этапе, когда акватория была ограничена, источником служило Кустанайское поднятие для восточного фланга. Последующая трансгрессия привела к расширению бассейна на запад. Это позволило поступать материалу с Южного Урала, расположенного западнее бассейна, что и стало новым, доминирующим источником сноса. На смену источника указывает изменение состава терригенного материала в восточном направлении (в удалении от Урала): уменьшение размера зерен и доли менее устойчивых полевых шпатов, увеличение содержания кварца и улучшение сортировки. Эта совокупность признаков однозначно указывает на западное положение нового источника сноса. Следовательно, первоначальный источником для нижних слоев Николаевского разреза выступало именно Кустанайское поднятие, что согласуется с его положением в пределах осадочного бассейна.

На раннем этапе формирования Аятского бассейна (формирование алевролитов и однородных железняков) накопление осадков происходило восточнее Ливановского нарушения (рис. 19, линия I). В последующую фазу (формирование ооидовых железняков) произошло затопление западного фланга бассейна, и акватория локально распространилась до Тобольского разлома (рис. 19, линия II). Здесь и началось формирование ооидовых железняков. Геохимические данные подтверждают данный вывод: на восточном фланге

соотношение Ti/Zr снижается практически в два раза (табл. 4) – с 30-33 до 16, что сопоставимо с уровнями западного фланга (15-18). Это может указывать на смену источника сноса и поступление материала с западного фланга. Если восточный фланг характеризовался последовательной сменой алевролитов (прибрежных) и однородных железняков (мелководных), то на западном фланге ооидовые железняки залегают непосредственно на сеноман-туронских континентальных отложениях (рис. 4), что подчёркивает их связь с подъёмом уровня моря, вероятно, за счёт тектонического опускания западного фланга.

Последующая крупная трансгрессия вызвала смещение береговой линии в сторону Южного Урала. Возросшая гидродинамическая активность, обусловленная речными потоками с крутых склонов Южного Урала, обеспечила транспортировку песчаной фракции до восточного фланга, что в разрезах проявилось в накоплении средне- и крупнозернистых осадков псаммитовой фракции литофации глауконит-кварцевых песчаников (рис. 19, линия III). Минералогический состав обломочной фракции подтверждает южно-уральский источник сноса. Последовательное уменьшение содержания полевых шпатов и значений щелочного модуля с запада на восток отражает прогрессирующую химическую деградацию и механическое измельчение обломочного материала при транспортировке от источника (Южный Урал) в сторону восточного фланга (рис. 2 Б, В, рис. 3 Д, Е.). Дополнительно, значения Ti/Zr (табл. 4) в алевролитах и однородных железняках (30-40) выше, чем в песчаниках (17-29), что косвенно подтверждает смену источника терригенного материала – от Кустанайского поднятия к Южному Уралу (рис. 19).

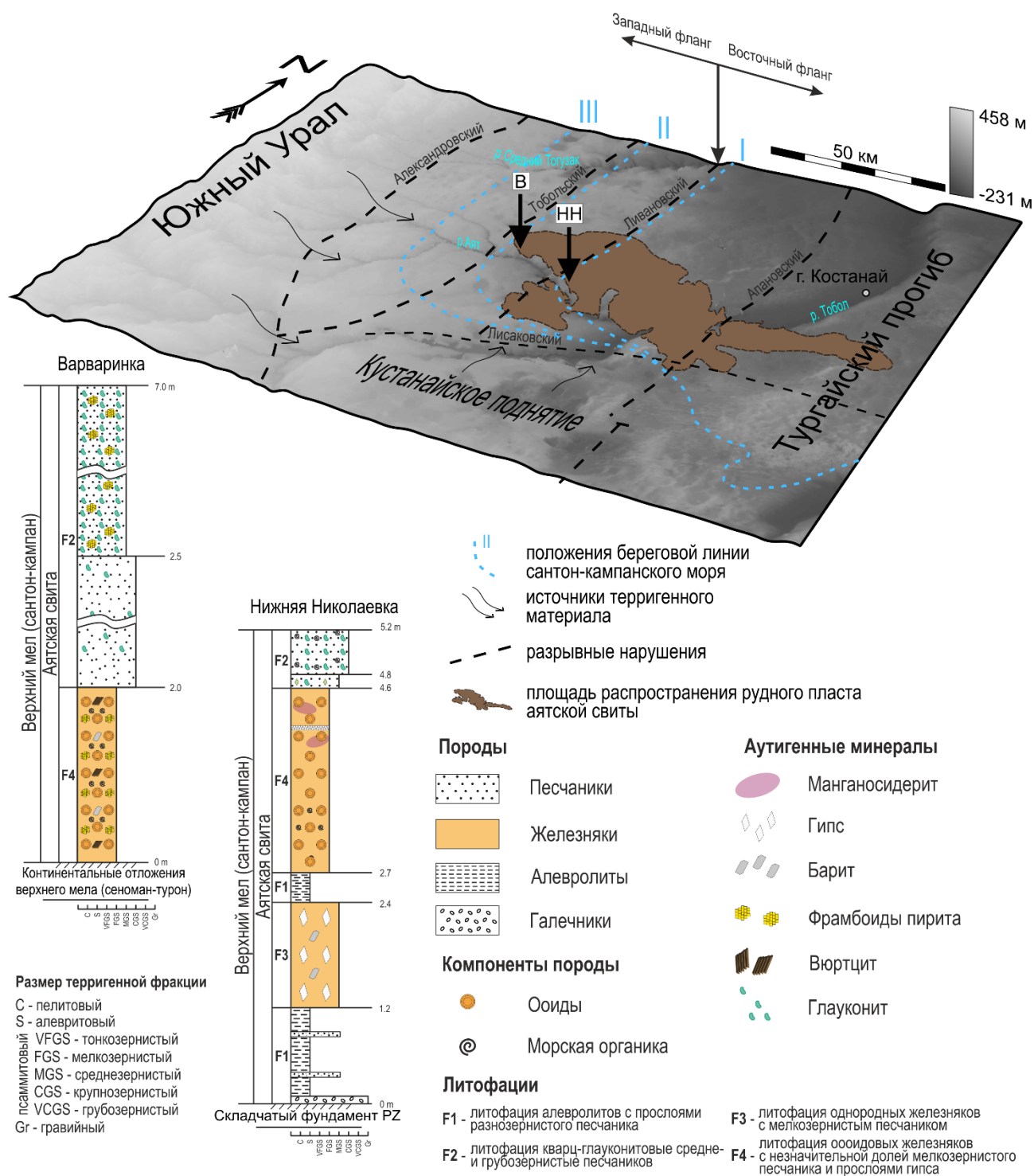


Рисунок 19. Положение береговой линии во время накопления основных литофаций на основе литофациального анализа: I – литофаций F1 и F3; II – литофация F3; III – литофация F4. По материалам Г.Н. Папулова (1974, 1990). Разрезы: Варваринка (В); Нижняя Николаевка (НН).

7.2.2. Палеоклиматические и физико-химические условия формирования железников в западной части Аятского бассейна

Тургайский пролив в мел-кайнозойское время играл ключевую роль в распределении температуры климата и атмосферной циркуляции Земли того времени (Барабошкин и др., 2007). Принято использовать соотношение $\sum \text{Ce}/\sum \text{Y}$ для интерпретации климатических условий: аридный климат характеризуется величиной меньше 3, а гумидный больше 3 (Балашов и др., 1964). Для пород аятского бассейна средний показатель $\sum \text{Ce}/\sum \text{Y}$ составляет 2,9 ед., что соответствует показателям аридного климата.

В Аятском бассейне встречаются гипсовые стяжения. Однако описание предшественников (Папулов и др., 1990) не затрагивает проблему механизмов их формирования. Кристаллизация гипса, с одной стороны, может быть описана общепринятой эвапоритовой концепцией (Babel, Schreiber, 2014; Warren, 2006). В таком случае данные отложения могут свидетельствовать о преобладании испарения над поступлением морских вод в этом участке бассейна, что привело к отложению гипса в лагунных условиях в период сантон-кампанского осадконакопления. Это может указать на периоды повышения солености бассейна в результате интенсивного испарения морской воды (Babel, Schreiber, 2014; Harder, 1970; Reineck, Singh, 1980; Warren, 2006).

С другой стороны, присутствие маломощного прослоя гипса в составе железорудной толщи позволяет рассмотреть альтернативный механизм его формирования, связанный с восходящими метаносодержащими потоками, аналогичными современным метановым сипам (Zhao et al., 2021). В рамках данной модели ключевую роль играет анаэробное окисление метана (АОМ), осуществляемое сообществом архей и сульфатредуцирующих бактерий в придонных осадках (Boetius et al., 2000; Knittel, Boetius, 2009). Этот процесс протекает по схеме: $\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$. Метановые потоки не только создают восстановительные условия, но и активно потребляют сульфаты, продуцируя при этом бикарбонат-ионы (способствующие карбонатообразованию) и сероводород (приводящий к образованию сульфидов). Снижение интенсивности метанового потока могло привести к смещению окислительно-восстановительной границы и последующему окислению ранее образованных сульфидов (например, пирита) в условиях более окислительной среды. Это окисление, в свою очередь, высвобождало в воду сульфат-ионы, создавая пересыщение относительно гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Изменение физико-химических условий седиментации отражается как в составе аутигенных минералов, так и в ритмичности минеральных концентров в ооидовых структурах,

чувствительных к колебаниям окислительно-восстановительного режима (Han et al., 2023; N. Kalinina et al., 2024; N. A. Kalinina et al., 2024; Maximov, Rudmin, 2023; Rudmin, Banerjee, Maximov, et al., 2022; Zhu et al., 2022). Результаты настоящей работы демонстрируют выраженную пространственную дифференциацию как в составе цемента, так и в минеральном составе ооидов. В восточном фланге бассейна, приуроченном к восточному блоку, связанному с Кустанайским поднятием восточнее Ливановского разлома, первыми формировались однородные железняки, сложенные преимущественно гётитом. Их образование происходило в условиях активной циркуляции кислорода. Геохимические индикаторы подтверждают окисный режим седиментации: слабовыраженная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* \sim 1,1$), соотношения V/Cr ($\sim 1,2-1,5$) и U/Th ($\sim 0,3-0,4$) и низкие значения EF_V (~ 4) Mo (~ 8), U (~ 3) соответствуют кислородной обстановке осадконакопления. В породах развиты трещины с гипсовыми прожилками, а на их контактах с рудной матрицей встречается сидерит. Вероятно, инфильтрационные растворы, перенасыщенные щелочными бикарбонатами, реагировали с гётитом, что обусловило локальную сидеритизацию, тогда как кристаллизация гипса сопровождала формирование прожилков.

Позднее, с расширением морской акватории, как на восточном, так и на западном фланге начали формироваться ооидовые железняки. В западной части бассейна преобладают бертьерин-гётит-сидеритовые ооиды с сидеритовым цементом (Maximov, Rudmin, 2023), тогда как в центральной зоне распространены сидерит-гётитовые ооиды, сцементированные гётит-глинистым цементом. Латеральная устойчивость ооидовых железняков в сочетании с их минералого-геохимическими особенностями позволяет предположить следующую стадийность формирования. На стадии седиментогенеза происходило образование ооидов и аккумуляция гётит-глинистого вещества. Дальнейшая диагенетическая эволюция и в формировании сидеритового цемента, вероятно способствовало разложению органического вещества.

На западном фланге в интервале накопления литофации F4 о восстановительных условиях свидетельствуют минеральный состав и геохимические индикаторы. Например, размеры фрамбоидов пирита с преобладающим размером 10-20 мкм (Sawlowicz, 1993; Wilkin et al., 1996) в сочетании с высокими значениями факторов обогащения элементов чувствительных к окислительно-восстановительным условиям EF_{Mo} ($\sim 28,5$) и EF_U ($\sim 12,8$) (Tribovillard et al., 2006; Zhou et al., 2016) указывает на формирование фрамбоидов ближе или на границе вода-осадок. Их формирование на такой глубине может свидетельствовать об

условия морского дна близких к восстановительным (Berner, 1984; Bond, Wignall, 2010; Rudmin et al., 2020; Wilkin et al., 1996). На восточном фланге отсутствуют фрамбоиды пирита, но при этом характерна, хоть и менее выраженные относительно низкие EF_{Mo} (~13,4) и EF_U (~4,7), чем у железняков западного фланга (рис. 20). Формирование аутигенного пирита в морских осадках контролируется комплексом факторов, таких как концентрация сульфатов и подвижного железа, интенсивность разложения органического вещества, скорость седиментации и просачивание метана (Berner, 1984; Bond, Wignall, 2010; Wilkin et al., 1996). Как уже было выше сказано, одним из ключевых процессов, поставляющих сероводород H_2S для сульфидизации, является анаэробное окисление метана, в ходе которого образующийся H_2S реагирует с реакционноспособными оксидами железа, приводя к осаждению пирита.

Дополнительным подтверждением органической природы восстановительных процессов служат изотопные данные: значения $\delta^{13}C$ в сидерите находятся в пределах от -15 до -13 ‰, что отражает участие органического углерода в его формировании. Повышенные значения факторов обогащения (EF_{Mo} , EF_V , EF_U) и содержание общего органического углерода (0,9-1,0%) в ооидовых железняках западного фланга характерны для обстановок с повышенной биопродуктивностью и развитием восстановительной среды на дне водного бассейна (Tribovillard et al., 2006). Накопление органического вещества происходило в условиях, когда его разложение (окисление) ограничивалось дефицитом кислорода в придонных водах. О сохранности органического вещества и ограниченности процессов его аэробного разложения свидетельствуют относительно низкие значения индекса окисления (OI 450-700) (Le Meur et al., 2021). Формирование сидерита, как правило, происходит в восстановительных условиях при дефиците кислорода и наличии источника карбонат-ионов. На мелководье (мощностью водной толщи 10-20 м) создание таких условий могло быть обеспечено интенсивным разложением органического вещества, приведшего к метагенезу. Продукты АОМ (HCO_3^-) служили непосредственным источником для кристаллизации сидерита. В качестве одного из аргументов в пользу данной концепции рассматривается присутствие флюидных включений в сидеритовом цементе (рис. 20).

Таким образом формирование сидеритовых руд, возможно, было связано с разложением органического вещества, в то время как образование гипса стало следствием последующего окисления сульфидной серы (продукта АОМ).

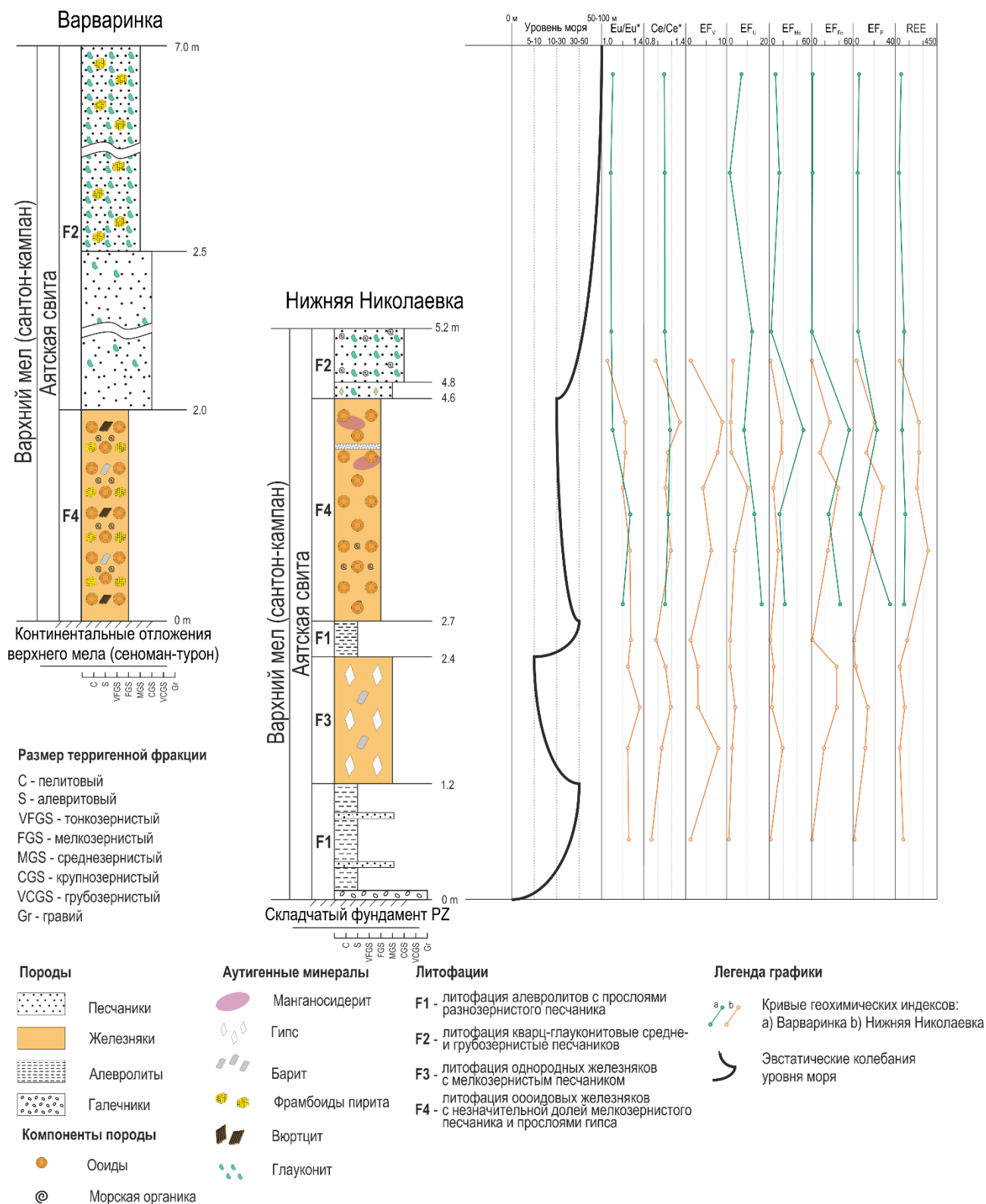


Рисунок 20, Литостратиграфические колонки аятской свиты и кривые эвстатического уровня моря и распределения геохимических индексов: европиевая (Eu/Eu^*) и цериевая (Ce/Ce^*) аномалии, факторы обогащения V, U, Mo, Fe, P и содержания PЗЭ.

Формирование ооидов контролируется специфическими параметрами среды морского дна, такими как нейтральный или слабощелочной pH, окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и состав донной воды. Поэтому их строение и химический состав можно рассматривать как индикатор изменений этих ключевых параметров на протяжении их роста (Diaz, Eberli, 2019; Li et al., 2017; Rudmin et al., 2022; K. G. Taylor et al., 2002). Послойное нарастание концентров ооидов позволяет фиксировать сигналы различных локальных обстановок, что объясняет сосуществование гётита и сидерита в пределах одной структуры. Можно предположить, что формирование ооидов и пелоидов в западной части Аятского бассейна происходило в условиях изменения положения границы окислительно-восстановительного потенциала (редокс-граница) относительно поверхности раздела вода-осадок. На примере минералов (рис. 11 А, Б, Г), формирующихся в двух крайних окислительно-восстановительных обстановках, можно рассмотреть данный механизм следующим образом. Накопление гётитовых фаз, вероятно, было связано с эпизодами, когда редокс-граница располагалась ниже поверхности раздела вода-осадок. В такой обстановке придонные воды были обогащены кислородом, что благоприятствовало окислению двухвалентного железа и осаждению гётита в виде концентрических корок на растущих ооидах. Формирование сидеритовых фаз, напротив, указывает на эпизоды, когда редокс-граница поднималась выше границы «вода-осадок», создавая в придонном слое восстановительные условия. В такой бескислородной среде, при наличии органического вещества, происходила редукция железо-оксигидроксидов и последующее осаждение карбоната железа (сидерита). Таким образом, изменения положения редокс границы во время роста ооидов привело к образованию сложных концентрически-зональных ооидов от оксидного до карбонатного состава. Формирование этих минералов в составе ооидов может быть рассмотрено как процесс, относящийся к раннедиагенетической стадии литогенеза, непосредственно следующей за седиментацией и чувствительной к динамике придонной среды.

Однако формирование бертьериновых кортексов не может быть однозначно отнесено к единому механизму, о чем свидетельствуют различия в минеральном составе ооидов между флангами Аятского бассейна. В западной части, подверженной процессам позднего диагенеза, в кортексах преобладает бертьерин. Напротив, на восточном фланге они представлены смешаннослойными иллит-сметтитовыми фазами. Данное наблюдение позволяет предположить, что бертьерин в кортексах западного фланга может иметь вторичное

диагенетическое происхождение (Bhattacharyya, 1983), сформировавшись в бедной кислородом среде за счет преобразования первичных смектитовых фаз в присутствии поровых растворов, обогащенных подвижным железом. Кроме того, формирование бертьеринового кортекса рассматривается и для Бакчарских руд (Rudmin et al., 2022), где данный процесс, вероятно, имел иной характер. Согласно этому механизму, в изменяющихся субокислительных условиях электростатические взаимодействия способствовали адсорбции растворенных ионов и микрочастиц на поверхности первичных гидроксидов железа, таких как ферригидрит. Этот начальный этап создавал основу для последующего формирования филлосиликатного «скелета» бертьерина непосредственно в процессе роста ооида (Rudmin et al., 2022).

Проведенный сравнительный анализ валовых проб и ооидового концентрата выявил пространственную неоднородность в распределении РЗЭ+У по площади западной части Аятского бассейна. Так, для западного фланга средние содержания РЗЭ+У в валовых пробах и концентрате составили 120 и 140 г/т соответственно, тогда как для восточного фланга эти значения оказались выше – 280 и 370 г/т. При этом содержания тяжелых РЗЭ в концентратах с обоих флангов остаются на одном уровне (~15 г/т). Несмотря на различия в абсолютных концентрациях, в обоих случаях обогащение ооидового концентрата относительно валовой пробы составляет примерно 1,3-1,5 раза, что подтверждает ведущую роль ооидов как основного резервуара редкоземельной минерализации в разрезе всего бассейна. Возникновение наблюдаемых различий в содержаниях РЗЭ+У между западным и восточным флангами, вероятнее всего, связано с влиянием позднедиагенетических процессов в западном фланге. Ключевым фактором, по-видимому, является различия в минеральном составе цемента: на западном фланге широко развит сидеритовый цемент, тогда как на восточном преобладают гётит-глинистые фазы. Формирование сидерита в восстановительных условиях поздней стадии диагенеза могло привести к мобилизации и выносу части редкоземельных элементов. Это объясняется тем, что в восстановительной обстановке, благоприятной для карбонатообразования, некоторые РЗЭ (особенно церий) могут переходить в более подвижные формы, что делает их уязвимыми для миграции с поровыми растворами. Напротив, на восточном фланге относительно окислительные условия и присутствие гётит-глинистых фаз способствовали консервации первично-сингенетической редкоземельной минерализации в ооидах. Если предположить, что формирование ооидов и образование тонких кортексов фосфатов РЗЭ происходило на ранней стадии диагенеза, то наблюдаемая положительная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* \sim 1,1$) согласуется с осаждением в аэрированных или

слабоаэрированных условиях морского дна. В такой обстановке церий (Ce^{3+}) окислялся до менее растворимого Ce^{4+} и эффективно сорбировался на поверхности растущих гетитовых или бертьериновых кортексов ооидов, что и привело к его фракционированию и формированию положительной аномалии в общем спектре РЗЭ.

7.4. Источники вещества

Детальные исследования геохимических особенностей пород Тургайского прогиба и источников вещества проводились в 1950-2000-е годы (Golubovskaya, 2005; Бекмухаметова, 2003; Кротов, 1956; Найдин, 2006; Новохатский, 1957; Папулов и др., 1990; Сидоренко, 1975; Формозова, 1959). Большинство исследователей полагали, что насыщение бассейна железом и сопутствующими металлами происходило за счёт речного стока с прилегающих возвышенностей, главным образом с Южного Урала и Казахского нагорья, сложенных базитов (Golubovskaya, 2005; Кротов, 1956; Сидоренко, 1975; Формозова, 1959). В пользу этой модели свидетельствует распределение редких металлов в морских железняках, где отмечаются повышенные содержания сидерофильных элементов (рис. 15), что может быть характерно для Южно-Уральских рудных массивов. Однако против неё говорит отсутствие в разрезе следов континентальных русловых отложений, которые логично было бы ожидать на западном фланге, учитывая, что накопление железняков начиналось на востоке (рис. 20, F3).

Альтернативную точку зрения позднее предложила З. А. Бекмухаметова (2003), согласно которой поступление железа может быть связано с размывом скарно-магнетитовых и титаномагнетитовых месторождений складчатого основания (Бекмухаметова, 2003). Данный источник является вполне вероятным, однако возникает вопрос: почему формирование морских железняков не началось непосредственно в основании верхнемеловых отложений, которое сложено алевролитами? Кроме того, при таком механизме следовало бы ожидать большего количества акцессорных минералов в составе морских железняков, что не наблюдается.

В современном представлении признается роль гидротермальных систем в формировании ооидовых железняков (Di Bella et al., 2019; Kimberley, 1989, 1994; Rudmin et al., 2019, 2022; Sturesson et al., 2000). В этой связи представляет интерес флюидно-литогенная модель, разработанная для Западно-Сибирского железорудного бассейна, которая предполагает поступление железа и сопутствующих металлов по разломным зонам, связанным с рифтогенезом погребенных структур. Рассмотрение данной модели для

Тургайского прогиба представляется логичным, учитывая его положение в смежной геологической области со схожим возрастом формирования. Для Тургайского прогиба, являющегося крупной рифтовой структурой, гидротермальный источник нельзя исключать из числа потенциальных. В пользу этой модели свидетельствуют: 1) наличие систем субмеридиональных разломов в основании Аятского бассейна, которые могли служить проводящими каналами для глубинных флюидов; 2) латеральная изменчивость литолого-минералогических характеристик железняков западного фланга, возможно отражающая тектоническую активность по Ливановскому разлому в позднемеловое время (рис. 19). Теоретически источником железа могли служить гидротермальные системы, связанные с известными скарново-магнетитовыми месторождениями Соколово-Сарбайского, Качарского и Ломоносовского рудных узлов. Однако следует признать, что на текущий момент прямые доказательства гидротермальной активности в изученных разрезах отсутствуют. Данное обстоятельство не позволяет рассматривать гидротермальную модель как основную, оставляя ее в качестве одной из равнозначных гипотез наряду с моделями континентального выноса и размыва складчатого основания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного исследования морских железняков западной части Аятского железорудного бассейна установлены ключевые закономерности их строения, состава и условий формирования. Показано, что смена литофаций контролировалась преимущественно эвстатическими колебаниями уровня моря, а также сменой областей сноса обломочного материала – от пологих склонов Кустанайского поднятия к крутым склонам Южного Урала, что обусловило переход от алевритистого к песчанистому типу осадконакопления.

Минералогический анализ показал сложное многостадийное преобразование железняков. На ранней стадии диагенеза формировались железисто-карбонатные разновидности ооидов, тогда как поздние процессы приводили к образованию пирит-баритовых разновидностей. Раннедиагенетические разновидности ооидов отражают изменение физико-химических условий среды осадконакопления.

Геохимические исследования подтвердили специфику руд, проявляющуюся в контрастном обогащении железом, фосфором и редкоземельными элементами (РЗЭ). Основным концентратором РЗЭ являются аутигенные фосфаты, формирующие микровключения в кортексе ооидов, что указывает на механизм соосаждения и фиксации элементов в процессе седиментации и раннего диагенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яицкий, А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис / А. Л. Яицкий. – М.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 220 с.
2. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane / A. Boetius, K. Ravensschlag, C. J. Schubert, D. Rickert, F. Widdel, A. Gieseke, R. Amann, B. B. Jørgensen, U. Witte, O. Pfannkuche // *Nature*. – 2000. – Vol. 407(6804). – P. 623–626.
3. Afify, A. M. Differentiation of ironstone types by using rare earth elements and yttrium geochemistry – A case study from the Bahariya region, Egypt / A. M. Afify, M. E. Sanz-Montero, J. P. Calvo // *Ore Geology Reviews*. – 2018. – Vol. 96. – P. 247–261.
4. Babel, M. Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater / M. Babel, B. C. Schreiber // *Treatise on Geochemistry*. – 2014. – P. 483–560. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X>
5. Banded Iron Formation / A. M. Mloszewska, R. N. Haugaard, E. Pecoits, K. O. Konhauser // *Encyclopedia of Astrobiology*. – 2015. – P. 229–240. https://doi.org/10.1007/978-3-662-44185-5_147
6. Barale, L. The Role of Microbial Activity In the Generation of Lower Cretaceous Mixed Fe-Oxide-phosphate Ooids from the Provencal Domain, French Maritime Alps / L. Barale, A. D'atri, L. Martire // *Journal of Sedimentary Research*. – 2013. – Vol. 83 (2). – P. 196–206.
7. Bhattacharyya, D. P. Origin of Berthierine in Ironstones / D. P. Bhattacharyya // *Clays and Clay Minerals*. – 1983. – Vol. 31 (3). – P. 173–182.
8. Bond, D. P. G. Pyrite framboid study of marine Permian-Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction / D. P. G. Bond, P. B. Wignall // *Bulletin of the Geological Society of America*. – 2010. – Vol. 122 (7–8). – P. 1265–1279.
9. Boron content of sediments as a tool in facies analysis / H. Harder // *Sedimentary Geology*. – 1970. – Vol. 4(1–2). – P. 153–175.
10. Depositional palaeoenvironment of the Middle Jurassic (Aalenian) ooidal ironstones in Labino-Malkin zone (north-western Caucasus) / N. Kalinina, P. Maximov, D. Molukpayeva, M. Sherstyukov, A.-G. Kerimov, M. Rudmin // *Marine and Petroleum Geology*. – 2024. – Vol. 162. – P. 106744.

11. Diaz, M. R. Decoding the mechanism of formation in marine ooids: A review / M. R. Diaz, G. P. Eberli // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – Vol. 190. – P. 536–556.
12. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium / M. Bau, K. Schmidt, A. Koschinsky, J. Hein, T. Kuhn, A. Usui // *Chemical Geology*. – 2014. – Vol. 381. – P. 1–9.
13. Expanded oxygen minimum zones during the late Paleocene–early Eocene: Hints from multiproxy comparison and ocean modeling / X. Zhou, E. Thomas, A. M. E. Winguth, A. Ridgwell, H. Scher, B. A. A. Hoogakker, R. E. M. Rickaby, Z. Lu // *Paleoceanography*. – 2016. – Vol. 31 (12). – P. 1532–1546.
14. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea / M. Rudmin, A. P. Roberts, C. Horng, A. Mazurov, O. Savinova, A. Ruban, R. Kashapov, M. Veklich // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2018. – Vol. 19, № 1. – P. 21–42.
<https://doi.org/10.1002/2017GC007208>
15. Geochemical correlations in hard coal mining / L. K. Bradacs, W. Ernst // *Natural Sciences*. – 1956. – Vol. 43. – P. 33.
16. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: A case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov–Black Sea iron Province) / E. V. Sokol, S. N. Kokh, O. A. Kozmenko, A. V. Nekipelova, M. Rudmin, P. V. Khvorov, D. A. Artemyev // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – Vol. 127. – P. 103827.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103827>
17. Geochemistry of oolitic iron ores of different facies in the northern Aral region / E. V. Golubovskaya // *Lithology and Mineral Resources*. – 2005. – Vol. 40(2). – P. 187–190.
18. Kimberley M. M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? / M. M. Kimberley // *Terra Nova*. – 1994. – Vol. 6(2). – P. 116–132.
19. Kimberley, M. M. Nomenclature for iron formations / M. M. Kimberley // *Ore Geology Reviews*. – 1989. – Vol. 5 (1–2). – P. 1–12.
20. Kimberley, M. M. Origin of Oolitic Iron Formations. / M. M. Kimberley // *SEPM Journal of Sedimentary Research*. – 1979. – Vol. 49.

21. Knittel, K. Anaerobic Oxidation of Methane: Progress with an Unknown Process / K. Knittel, A. Boetius // *Annual Review of Microbiology*. – 2009. – Vol. 63 (1). – P. 311–334.
22. Knox, R. W. O. Chamosite Oolites from the Winter Gill Ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England / R. W. O. Knox // *SEPM Journal of Sedimentary Research*. – 1970. – Vol. 40. – P. 1216–1224.
23. Late Ordovician ironstone and its relation to ocean redox instability, climate and glaciation / E. J. Matheson, J. D. Malone, P. K. Pufahl, E. E. Hiatt // *Sedimentology*. – 2024. <https://doi.org/10.1111/sed.13247>
24. Li, F. The iron oolitic deposits of the lower Devonian Yangmaba formation in the Longmenshan area, Sichuan Basin / F. Li, P. Zhang, X. Ma, G. Yuan // *Marine and Petroleum Geology*. – 2021. – Vol. 130. – P. 105137. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105137>
25. Matheson, E. J. Clinton ironstone revisited and implications for Silurian Earth system evolution / E. J. Matheson, P. K. Pufahl // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – Vol. 215. – P. 103527. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103527>
26. Maximov, P. Origin of Upper Cretaceous marine ironstones of Ayat Formation (Turgay depression, Northern Kazakhstan) / P. Maximov, M. Rudmin // *Solid Earth Sciences*. – 2023. – Vol. 8, № 1. – P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2023.02.002>
27. Maynard, J. B. Geochemistry of oolitic iron ores, an electron microprobe study / J. B. Maynard // *Economic Geology*. – 1986. – Vol. 81, № 6. – P. 1473–1483. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.6.1473>
28. Microbes and Ooids / S. M. A. Duguid, T. K. Kyser, N. P. James, E. C. Rankey // *Journal of Sedimentary Research*. – 2010. – Vol. 80(3). – P. 236–251.
29. Middle Jurassic ooidal ironstones (southern Tibet): Formation processes and implications for the paleoceanography of eastern Neo-Tethys / K. Han, Z. Han, E. Garzanti, S. Zhu, H. Yao, H. Guo, X. Liu, C. Wang // *Frontiers in Earth Science*. – 2023. – Vol. 10. – P. 1–15.
30. Mineralogy, geochemistry and the origin of high-phosphorus oolitic iron ores of Aswan, Egypt / H. Baïoumy, M. Omran, T. Fabritius // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 80. – P. 185–199.
31. Models of iron oxide concretion formation: field, numerical, and laboratory comparisons / M. A. Chan, J. Ormo, A. J. Park, M. Stich, V. Souza-Egipsy, G. Komatsu // *Geofluids*. – 2007. – Vol. 7 (3). – P. 356–368.

32. Modern Iron Ooids of Hydrothermal Origin as a Proxy for Ancient Deposits / M. Di Bella, G. Sabatino, S. Quartieri, A. Ferretti, B. Cavalazzi, R. Barbieri, F. Foucher, F. Messori, F. Italiano // *Scientific Reports*. – 2019. – Vol. 9(1). – P. 1–12.
33. Non-evaporitic gypsum formed in marine sediments due to sulfate-methane transition zone fluctuations and mass transport deposits in the northern South China Sea / J. Zhao, J. Wang, S. C. Phillips, J. Liang, P. Su, Q. Lin, C. Chen, J. Liu // *Marine Chemistry*. – 2021. – Vol. 233. – P. 103988.
34. Novoselov, K. Origin of ironstones of the Udokan Cu deposit (Siberia, Russia): A key study using SEM and LA-ICP-MS / K. Novoselov, E. Belogub, V. Shilovskikh, D. Artemyev, I. Blinov, K. Filippova // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2023. – Vol. 249. – P. 107221. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107221>
35. Ojo, O. J. Genesis and paleoenvironmental analysis of the ironstone facies of the Maastrichtian Patti Formation, Bida Basin, Nigeria / O. J. Ojo, T. E. Bamidele, S. A. Adepoju, S. O. Akande // *Journal of African Earth Sciences*. – 2021. – Vol. 174. – P. 104058. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104058>
36. On the geochemistry of boron part I and II / V. M. Goldschmidt, Cl. Peters // *News from the Society of Sciences*. – 1932. – Vol. 1932. – P. 1–40.
37. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes / M. Rudmin, S. Banerjee, E. Abdullayev, A. Ruban, E. Filimonenko, E. Lyapina, R. Kashapov, A. Mazurov // *Journal of Palaeogeography*. – 2020. – Vol. 9, № 1. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0049-z>
38. Oolitic ironstones, continental iron flux and reverse weathering in the Proterozoic Eon: Insights from the Tonian Katherine Group, Yukon / M. Lechte, G. Halverson, M. Wallace, T. Gibson, A. van S. Hood, C. Wang, T. H. Bui, K. Maloney, A. Millikin // *Earth-Science Reviews*. – 2024. – Vol. 253. – P. 104790. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104790>
39. Organic matter oxidation of the Tégulines Clay formation, (Paris Basin, France): Spatial Heterogeneities / M. Le Meur, M. Boussafir, C. Le Milbeau, M. Debure, F. Claret, J.-C. Robinet, C. Lerouge // *Applied Geochemistry*. – 2021. – Vol. 134. – P. 105093.
40. Origin of iron-rich minerals, ooids and pisoids in the Jurassic ooidal ironstones of the Labino-Malkin region (Caucasus) / N. A. Kalinina, M. A. Rudmin, M. Sherstyukov, P. Maximov, A.-G. Kerimov // *Journal of Palaeogeography*. – 2024. – Vol. 2024. – P. 1–12.

41. Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan) / M. Rudmin, N. Kalinina, S. Banerjee, I. Reva, E. Kondrashova, A. Kanaki, Y. Trubin, A. Baldermann, A. Mazurov // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – Vol. 138. – P. 104391. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104391>
42. Origin of ooids, peloids and micro-oncoids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) / M. Rudmin, S. Banerjee, P. Maximov, A. Novoselov, Y. Trubin, P. Smirnov, A. Abersteiner, D. Tang, A. Mazurov // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2022. – Vol. 237. – P. 105361. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105361>
43. Petranek, J. Phanerozoic Ooidal Ironstones: Contribution to the International Geological Correlation Programme: Project 277-Phanerozoic Ooidal Ironstones / J. Petranek, F. B. Van Houten // *Czech Geological Survey*. – 1997. – Vol. 7. – P. 71.
44. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Late Eocene oolitic ironstones of the Jebel Ank, Southern Tunisian Atlas / H. Garnit, S. Bouhlef // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 84. – P. 134–153.
45. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF / F. F. Basta, A. E. Maurice, L. Fontboté, P.-Y. Favarger // *Precambrian Research*. – 2011. – Vol. 187(3–4). – P. 277–292.
46. Rankey, E. C. Holocene ooids of Aitutaki Atoll, Cook Islands, South Pacific / E. C. Rankey, S. L. Reeder // *Geology*. – 2009. – Vol. 37, № 11. – P. 971–974. <https://doi.org/10.1130/G30332A.1>
47. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in early precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system / M. Bau, P. Möller // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57(10). – P. 2239–2249.
48. Reading, H. G. *Sedimentary Environments and Facies* / H. G. Reading. – Blackwell Scientific, 1986.
49. Reflectance of dispersed vitrinite in Palaeozoic rocks with and without cleavage: Implications for burial and thermal history modeling in the Devonian of Rursee area, northern Rhenish Massif, Germany / R. Littke, J. L. Urai, A. K. Uffmann, F. Risvanis // *International Journal of Coal Geology*. – 2012. – Vol. 89. – P. 41–50.
50. Reineck, H.-E. *Depositional Sedimentary Environments* / H.-E. Reineck, I. B. Singh. – Springer Berlin Heidelberg, 1980. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>

51. Rudmin, M. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits / M. Rudmin, S. Banerjee, E. Sinkina, A. Ruban, N. Kalinina, P. Smirnov // *Marine and Petroleum Geology*. – 2022. – Vol. 142. – P. 105777. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105777>
52. Rudmin, M. Depositional conditions of cretaceous ironstones deposit in the Chulym-Yenisey basin (Western Siberia) / M. Rudmin, S. Banerjee, A. Dauletova, A. Ruban // *Minerals*. – 2021. – Vol. 11, № 9. <https://doi.org/10.3390/min11091008>
53. Rudmin, M. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia / M. Rudmin, A. Mazurov, S. Banerjee // *Marine and Petroleum Geology*. – 2019. – Vol. 100. – P. 309–325. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.023>
54. Rudmin, M. Zinc mineralisation in marine ooidal ironstones of Western Siberia: Origin and palaeoenvironmental significance / M. Rudmin, E. J. Matheson, A. Baldermann, N. Maximova, E. Dasi, S. R. Tazhiev, A. Ruban // *Chemical Geology*. – 2025. – Vol. 682. – P. 122755. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.122755>
55. Salama, W. Mineralogical and geochemical investigations of the Middle Eocene ironstones, El Bahariya Depression, Western Desert, Egypt / W. Salama, M. El Aref, R. Gaupp // *Gondwana Research*. – 2012. – Vol. 22 (2). – P. 717–736.
56. Salama, W. Paleoenvironmental significance of aluminum phosphate-sulfate minerals in the upper Cretaceous ooidal ironstones, E-NE Aswan area, southern Egypt / W. Salama // *International Journal of Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 103, № 6. – P. 1621–1639. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1027-4>
57. Salama, W. Paleoenvironmental significance of aluminum phosphate-sulfate minerals in the upper Cretaceous ooidal ironstones, E-NE Aswan area, southern Egypt / W. Salama // *International Journal of Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 103 (6). – P. 1621–1639.
58. Sedimentary pyrite formation: An update / R. A. Berner // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – Vol. 48(4). – P. 605–615.
59. Sedimentology and oceanography of Early Ordovician ironstone, Bell Island, Newfoundland: Ferruginous seawater and upwelling in the Rheic Ocean / S. E. Todd, P. K. Pufahl, J. B. Murphy, K. G. Taylor // *Sedimentary Geology*. – 2019. – Vol. 379. – P. 1–15.

60. Sedimentology of the Kuruman and Griquatown Iron-formations, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa / N. J. Beukes // *Precambrian Research*. – 1984. – Vol. 24(1). – P. 47–84.
61. Selective reduction of iron and phosphorus from oolitic ore / S. P. Salikhov, B. Suleimen, V. E. Roshchin // *Izvestiya. Ferrous Metallurgy*. – 2020. – Vol. 63, P. 560–567. <https://doi.org/10.17073/0368-0797-2020-7-560-567>
62. Selective solid-phase reduction of iron in phosphorous oolite ores / B. Suleimen, S. P. Salikhov, F. Sh. Sharipov, V. E. Roshchin // *Izvestiya. Ferrous Metallurgy*. – 2023. – Vol. 66, P. 479–484. <https://doi.org/10.17073/0368-0797-2023-4-479-484>
63. Shallow marine carbon and oxygen isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic / C. Korte, S. P. Hesselbo // *Paleoceanography*. – 2011. – Vol. 26(4). – P. 1–12.
64. Sorby, H. C. On the Origin of the Cleveland Hill Ironstone / H. C. Sorby // *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*. – 1849. – Vol. 3 (1). – P. 457–461.
65. Taylor, S. R. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks / S. R. Taylor, S. M. McClelland. – Blackwell Scientific, 1985.
66. Teyssen, T. A. L. Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex / T. A. L. Teyssen // *Sedimentology*. – 1984. – Vol. 31, № 2. – P. 195–211. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb01959.x>
67. Toth, J. R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron / J. R. Toth // *Geological Society of America Bulletin*. – 1980. – Vol. 91 (1). – P. 44–54.
68. Tribovillard, N. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update / N. Tribovillard, T. J. Algeo, T. Lyons, A. Riboulleau // *Chemical Geology*. – 2006. – Vol. 232 (1–2). – P. 12–32.
69. Van Houten, F. B. Glauconitic peloids and chamositic ooids: Favorable factors, constraints, and problems / F. B. Van Houten, M. E. Purucker // *Earth-Science Reviews*. – 1984. – Vol. 20 (3). – P. 211–243.
70. Van Houten, F. B. Oolitic ironstones and contrasting Ordovician and Jurassic paleogeography / F. B. Van Houten // *Geology*. – 1985. – Vol. 13 (10). – P. 722–725.

71. Van Houten, F. B. Palaeozoic oolitic ironstones on the North American Craton / F. B. Van Houten // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1990. – Vol. 80 (3–4). – P. 245–254.
72. Van Houten, F. B. Phanerozoic oolitic ironstones: Geologic record and facies model / F. B. Van Houten, D. P. Bhattacharyya // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1982. – Vol. 10 (1). – P. 441–457.
73. Van Houten, F. B. Sedimentologic framework of late Devonian oolitic iron formation, Shatti Valley, West Central Libya / F. B. Van Houten // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1981. – Vol. 51. – P. 415–427.
74. Warren, J. K. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons* / J. K. Warren. – Springer Berlin Heidelberg, 2006. – 1036 p.
75. Wilkin, R. T. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions / R. T. Wilkin, H. L. Barnes, S. L. Brantley // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – Vol. 60 (20). – P. 3897–3912.
76. Young, T. P. Phanerozoic ironstones: An introduction and review / T. P. Young // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1989. – Vol. 46 (1). – P. 1–16.
77. Zhu, X. Shallow-water hydrothermal venting and the formation of Precambrian ironstones: Insights from the terminal-Paleoproterozoic Xuanlong ironstones in North China Craton / X. Zhu, Z. Gao, X. Wang // *Precambrian Research*. – 2022. – Vol. 375. – P. 106667.
78. Аграновская, И. А. Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских, мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья на основании палинологического анализа / И. А. Аграновская, А. Д. Бочарникова, З. И. Мартынова, В. А. Полухина // *Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири*. – 1957. – С. 303–311.
79. Аубекеров, Б. Ж. Литолого-фациальный состав олигоцен-плиоценовых отложений / Б. Ж. Аубекеров, А. И. Гуськова, А. Т. Касенова, Л. Л. Кузнецова, Б. С. Цирельсон // *Известия НАН Республики Казахстан*. – 2006. – № 5. – С. 4–19.
80. Бекмухаметов, А. Е. Классификация скарново-магнетитовых месторождений Казахстана: Особенности формирования, метаморфизма, динамометаморфизма и их дальнейшей регенерации до оолитовых железняков / А. Е. Бекмухаметов, З. А. Бекмухаметова // *Литосфера*. – 2007. – № 2. – С. 80–105.

81. Бекмухаметов, А. Е. Металлогения экзогенных руд железа Торгайского прогиба и перспективы промышленного освоения их Лисаковским ГОК / А. Е. Бекмухаметов, Б. Д. Билялов. – Алматы: НИЦ «Ғылым», 2003. – 200 с.
82. Бекмухаметов, А. Е. Региональные и локальные поисково-оценочные критерии и перспективы прироста ресурсов Главного железорудного пояса Торгайской провинции / А. Е. Бекмухаметов, З. А. Бекмухаметова // Известия НАН Республики Казахстан. – 2014. – № 2. – С. 34–50.
83. Бекмухаметова, З. А. Седиментогенез, диагенез и метаморфизм руд месторождений оолитовой формации Торгайского прогиба / З. А. Бекмухаметова // Известия НАН РК. Серия геологическая. – 2003. – № 5. – С. 37–55.
84. Беляшов, Н. М. Влияние осадочных ангидритов на метасоматические процессы при образовании Канарского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб) / Н. М. Беляшов, К. Р. Плехова // Геология рудных месторождений. – 1965. – № 2. – С. 38–49.
85. Бойцова, Е. П. Геология юго-западной части Тургайского прогиба / Е. П. Бойцова, Е. А. Мазина, Б. М. Михайлов, Н. К. Овечкин // Труды Всероссийского нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ). – 1955. – Т. 5. – С. 1–150.
86. Бойцова, Е. П. Краткое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба / Е. П. Бойцова, Н. К. Овечкин // Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. – 1957. – С. 312–322.
87. Васильева, О. Н. Палеоцен Северного Тургая по диноцистам и палинофлоре / О. Н. Васильева, // Ежегодник-2006. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2007. – С. 16–24.
88. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе / Ю. А. Балашов, А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, Н. В. Турайская // Геохимия. – 1964. – № 10. – С. 995–1014.
89. Голубовская, Е. В. Фациальные и геохимические особенности железорудного комплекса Керченских месторождений / Е. В. Голубовская // Литология и Полезные Ископаемые. – 2001. – № 3. – С. 259–273.
90. Городецкая, М. Е. О субширотной новейшей структуре Тургайского прогиба / М. Е. Городецкая // Геоморфология. – 1975. – № 4. – С. 60–66.
91. Доскач, А. Г. Новейшая тектоника и рельеф Тургайского прогиба / А. Г. Доскач // ГК АН СССР. – 1959. – № 1. – С. 1–17.

92. Дубинин, А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А. В. Дубинин // Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН. – 2006. – С. – (в книге И. И. Волков, Ed.).
93. Дымкин, А. М. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая / А. М. Дымкин, Г. М. Тетерев, Н. Г. Пиунов // Вестник АН КазССР. – 1964. – № 12 (237). – С. 25–34.
94. Дымкин, А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая / А. М. Дымкин // Наука, Сибирское отделение. – 1966.
95. Интерпретация геохимических данных / Е. В. Скляр, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, А. В. Иванов, Е. Ф. Летникова, А. Г. Миронов, И. Г. Бараш, В. А. Буланов, А. И. Сизых // Интернет Инжиниринг. – 2001. – № 1. – С. 1–200.
96. Касенова, А. Т., Дюсембаева, К. Ш. Тектоническое районирование Торгайского прогиба в олигоцен-четвертичный этап развития / А. Т. Касенова, К. Ш. Дюсембаева // Известия НАН Республики Казахстан. – 2013. – № 2. – С. 27–33.
97. Киприянова, Ф. В. Еще раз к вопросу о сантонском ярусе Зауралья / Ф. В. Киприянова // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1977. – Вып. 119. – С. 49–54.
98. Киприянова, Ф. В. Стратиграфия морских меловых отложений восточного склона Среднего Урала в свете изучения фораминифер / Ф. В. Киприянова // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. – 1961. – Вып. 61. – С. 11–48.
99. Кобзарь, П. Н. Основные закономерности размещения и образования магнетитовых месторождений / П. Н. Кобзарь // Труды КазНИИМС. – 1968. – Вып. 3. – С. 235–248.
100. Кобзарь, П. Н. Рудные районы Валерьяновской подзоны / П. Н. Кобзарь // Закономерности и образование магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. – 1968. – С. 102–216.
101. Козлова, Г. Э. Радиоляриевые зоны среднего и верхнего эоцена Бореальной области СССР / Г. Э. Козлова // Методические аспекты стратиграфических исследований в нефтегазоносных бассейнах. – Л.: ВНИГРИ. – 1989. – С. 135–144.
102. Краснопольский, А. А. Геологические исследования в бассейне р. Тобола / А. А. Краснопольский // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. – Спб. – 1899.
103. Кротов, Б. П. Генезис Аятского месторождения / Б. П. Кротов // Оолитовые бурые железняки Кустанайской области и пути их использования. – 1956. – С. 88–124.

104. Лазаренков, В. Г. О тектоническом контроле сульфидной минерализации на Соколовском месторождении / В. Г. Лазаренков // Записки Ленинградского Горного Института Им. Г. В. Плеханова. – 1968. – 55(2). – С. 19–20.
105. Левина, А. П., Лейпциг, Ф. И., Паскарь, З. С. Литолого-стратиграфические основы поисков бокситов в восточного фланга Тургайского прогиба / А. П. Левина, Ф. И. Лейпциг, З. С. Паскарь // Известие ВУЗов. Геология и Разведка. – 1989. – № 9. – С. 29–40.
106. Мазина, Е. А., Овечкин, Н. К. Тектоника / Е. А. Мазина, Н. К. Овечкин // Геологическое строение Тургайского прогиба. Труды ВСЕГЕИ, Vol. 53. – 1961. – С. 223–257.
107. Мирошниченко, Л. А., Тилепов, З. Т., Гуляева, Н. Я., Жуков, Н. М., Акылбеков, С. А. Месторождения железа Казахстана / Л. А. Мирошниченко, З. Т. Тилепов, Н. Я. Гуляева, Н. М. Жуков, С. А. Акылбеков. – 1998.
108. Найдин, Д. П. Разрез верхнего мела Кушмурун, Торгайский пролив / Д. П. Найдин // Вестник Московского Университета. – 2006. – № 4. – С. 3–9.
109. Нижнеэоценовые отложения Тургайского прогиба / В. Н. Беньямовский, А. П. Левина, В. Г. Пронин, И. П. Табачникова // Известия вузов. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 3–16.
110. Новоселов, К. А. Минералогические и геохимические особенности оолитовых железняков Синаро-Теченского месторождения (Курганская обл., Россия) / К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, В. А. Котляров, К. А. Филиппова, С. А. Садыков // Геология Рудных Месторождений. – 2018. – № 3. – С. 301–314.
111. Новохатский, И. П. Месторождения оолитовых железных руд Казахстана и их генезис / И. П. Новохатский // Издательство АН СССР. – 1957. – С. 59.
112. Новохатский, И. П. Некоторые особенности оолитовых железных руд / И. П. Новохатский // Издание АН Казах. ССР. – 1949. – № 11.
113. Папулов, Г. Н. Верхнемеловые отложения южного Урала / Г. Н. Папулов, В. И. Железко, А. П. Левина // Уральское отделение АН СССР. – 1990.
114. Перспективы Приактобинской части Валерьяновской минерагенической зоны / С. А. Акылбеков, Г. У. Алниязов, А. А. Надырбаев, Б. С. Ужкенов // Геология и охрана недр. – 2019. – № 3. – С. 20–40.
115. Проливы Северного полушария в мелу и палеогене / Е. Ю. Барабошкин, Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский, А. Б. Герман, М. А. Ахметьев. – М.: Изд-во геологического ф-та МГУ. – 20

116. Ренгартен, В. П. О некоторых представителях верхнемеловой фауны Восточного Приуралья / В. П. Ренгартен // Вопросы Петрографии и Минералогии. – 1953. – № 1. – С. 474–484.
117. Сидоренко, А. В. Тургайский прогиб / А. В. Сидоренко // Полезные ископаемые. – 1975. – С. – (в книге Г. М. Тетерев, Ed.).
118. Страхов, Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования / Н. М. Страхов // Издательство АН СССР. Геологическая Серия. – 1953. – № 5. – С. 12–49.
119. Страхов, Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли / Н. М. Страхов // Труды ГИН АН СССР. Геологическая Серия. – 1947. – № 73. – С. 261–267.
120. Тетерев, Г. М., Ивлев, А. И., Ксенофонтов, О. К. Рудные формации Тургайского прогиба / Г. М. Тетерев, А. И. Ивлев, О. К. Ксенофонтов // Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1971. – Т. 169. – С. 4–6.
121. Тимофеева, З. В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ) / З. В. Тимофеева // Литология и Полезные Ископаемые. – 1966. – № 1. – С. 33–48.
122. Топорков, Д. Д. Геологические особенности, типы и ресурсы железных руд Тургайского прогиба / Д. Д. Топорков // Труды Объединенной Кустанайской Научной Сессии. – 1958. – № 2. – С. 20–56.
123. Формозова, Л. Н. Железные руды Северного Приаралья / Л. Н. Формозова // Труды ГИН АН СССР. – 1959. – Vol.
124. Холодов, В. Н. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 1. Фациальные группы осадочных руд, их литология и генезис / В. Н. Холодов, Р. И. Недумов, Е. В. Голубовская // Литология и Полезные Ископаемые. – 2012. – № 6. – С. 503–531.
125. Холодов, В. Н. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 2. Проблемы геохимии фанерозойских железных руд / В. Н. Холодов, Р. И. Недумов, Е. В. Голубовская // Литология и Полезные Ископаемые. – 2013. – № 1. – С. 17–52.
126. Шнюков, Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции / Е. Ф. Шнюков. – Наукова думка. – 1965.
127. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. – М.; Л.: Наука, 1981. – 276 с.