

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 553.31 (549.086)

Е.М. Асочакова, О.В. Бухарова

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

*Работа выполнена в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» в рамках ФЦП
«Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг.*

В работе изложены результаты исследований минеральных микровключений в оолитовых железных рудах Бакчарского месторождения. Эти включения представлены частицами, размерность которых не позволяет их четко идентифицировать традиционными минералогическими методами. Новые данные существенно расширяют представления о минералогии этих объектов.

Ключевые слова: осадочная железная руда; оолит; пирит; редкоземельный фосфат; самородное серебро.

Бакчарское месторождение оолитовых железных руд расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности и находится в административных границах одноименного района Томской области. Оно приурочено к верхнемеловым и палеогеновым отложениям, перекрытым довольно мощной толщей (160–200 м) неоген-четвертичного возраста. В пределах месторождения наиболее изучены Западный (с центром в с. Бакчар) и Восточный (район с. Польшанка) участки [1, 2].

Главной составляющей железных руд Бакчарского месторождения являются оолиты – концентраторы гидроксидов железа. Это шаровидные, эллипсоидальные или близкие к ним агрегаты минералов, обладающие концентрически-слоистым (скорлуповатым) строением, достигающие 2 мм в поперечнике (рис. 1). Образования, похожие на оолиты, но размером более 2 мм, принято называть пизолитами. Кроме оолитов и пизолитов в осадочных железных рудах выделяют ооиды – это минеральные агрегаты сферической или эллипсоидальной формы, размером от долей миллиметра до 2 мм, без признаков внутренней структурированности, т.е. не содержащие ядра и концентров [1]. Оолиты Бакчарского месторождения очень разнообразны по форме и цвету. Чаще всего встречаются округлые агрегаты, реже оолиты имеют неправильную форму либо угловатую, уплощенную с неровной, иногда матовой поверхностью. По цвету различаются черные блестящие, коричневые (бурые) блестящие и матовые оолиты.

В пределах Польшанского участка в ходе геолого-разведочных работ 2005–2010 гг. сотрудниками ГГФ ТГУ были выделены типы руд со своим набором отличительных признаков (структурно-текстурные особенности, вариации минерального и химического состава) [3]. Положение их в разрезе отражает цикличность рудообразования Бакчарского месторождения. Прослеживается четыре цикла, каждый из которых определяется наличием двух типов оолитовых железных руд: бурых цементированных гётит-гидрогётитовых и зеленовато-серых глауконит-хлоритовых. Третий тип руд несет в себе признаки как первых, так и вторых и фиксирует зону фациального перехода. В гётит-гидрогётитовых рудах оолиты зачастую окислены и имеют буровато-ржавый цвет, в глауконит-хлоритовых рудах они блестящие, черные, правильной формы.

Тонкодисперсное состояние минеральных фаз в оолитовых агрегатах предопределило необходимость их изучения методом растровой электронной микроскопии. Образцы руд были проанализированы на растровом электронном микроскопе (РЭМ) фирмы Tescan VEGA II LMU, совмещенном с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy.

По результатам исследования, оолиты Бакчарского месторождения имеют сложное концентрически-слоистое строение с четко выделяющимися зонами – центральной и периферийной. Центральная зона (диаметр 200–300 мкм) может быть представлена обломочным материалом, состоящим из таких минералов, как кварц, магнетит, реже калиевый полевой шпат, либо состоит из сгустков гётит-гидрогётитового состава, имеющих неоднородное строение (рис. 1). Периферийная зона сложена ритмически-слоистым агрегатом гётит-гидрогётитового, лептохлоритового, реже гидрослюдистого состава. Измененные оолиты отличаются развитием трещин с хлоритом вдоль концентрических слоев, а также секущих прожилков. По-видимому, это обломки оолитов, подвергшиеся перемыву, а затем вторичному образованию концентрических слоев с последующим изменением и образованием прожилков.

При исследовании оолитовых агрегатов и цементирующей глинистой массы в них были обнаружены минеральные включения (размер менее 100 мкм) сульфидов, фосфатов, самородного серебра. По составу и локализации в рудах эти микровключения можно разделить на группы: сульфидную, фосфатную и сульфидно-фосфатную.

Сульфидная ассоциация представлена микровключениями пирита, сфалерита, ковеллина и антимонита (табл. 1).

Главным сульфидным минералом в оолитах является пирит, который встречается преимущественно в глауконит-хлоритовых рудах. В оолитах пирит тяготеет к контакту центральной и периферийной зон. Выделяются две генерации пирита: фрамбоидальный и идиоморфный. Особенности строения пирита I генерации хорошо прослеживаются в глинисто-пелитовом агрегате цемента глауконит-хлоритовых руд (рис. 2). Фрамбоиды – сфероидальные агрегаты, глобулы микросталлов пирита, представлены микросферами величиной до 35 мкм. Микросферы (фрам-

боиды) пирита слагаются индивидуальными микрокристаллами размером менее 1 мкм. Идиоморфный пирит (II генерации) образует скопления в виде кристаллов размером 5–10 мкм с квадратным сечением.

Образование фрамбоидов пирита связывают с раскристаллизацией аморфных сульфидов железа, возникающих на ранних стадиях диагенеза в локальных очагах сероводородного заражения [4].

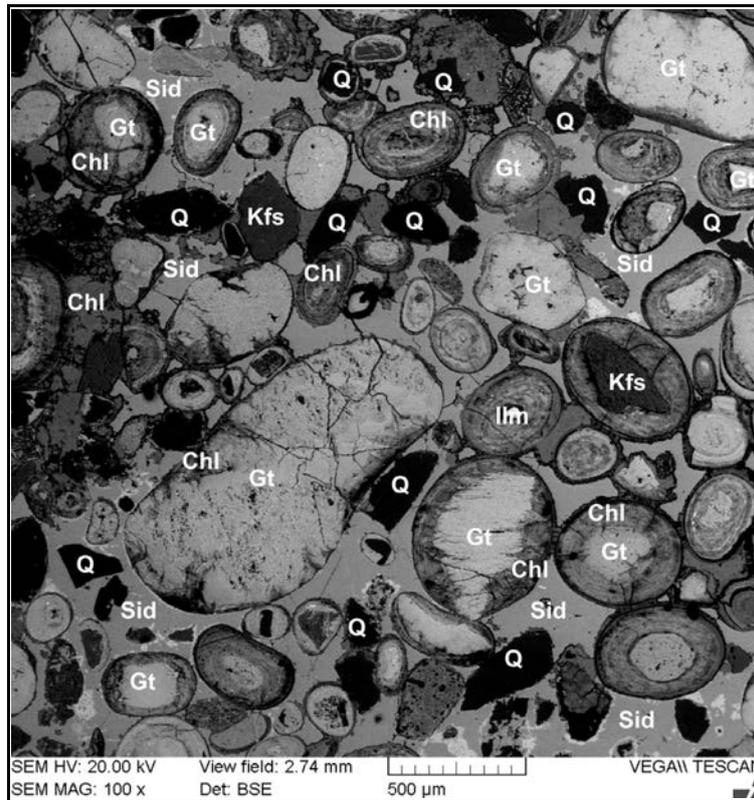


Рис. 1. Оолитовая гётит-гидрогётитовая руда. Изображение BSE (обратно рассеянных электронов): Gt – гётит; Chl – хлорит; Kfs – калиевый полевой шпат; Sid – сидерит; Q – кварц

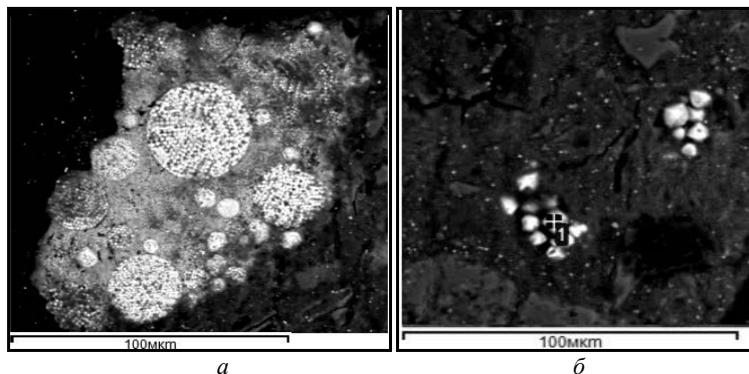


Рис. 2. Формы выделения пирита в рудах. Изображение BSE: а – фрамбоиды; б – идиоморфные кристаллы

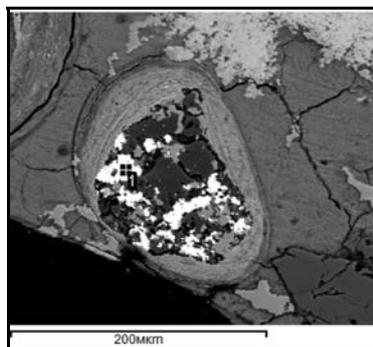


Рис. 3. Сфалерит в ядерной части оолита. Изображение BSE

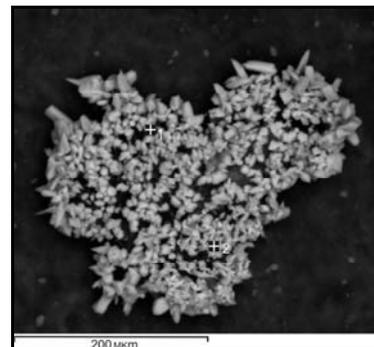


Рис. 4. Дендриты самородного серебра. Изображение BSE

Химический состав сульфидов и самородного серебра, %

Минерал	Элемент	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	S	As	Сумма
Пирит	1*	50,12	–	–	–	–	48,39	1,5	100
	2*	54,15	–	–	–	–	44,91	0,94	100
	3**	53,56	–	–	–	–	46,17	0,26	100
	4**	68,04	–	–	–	–	30,68	1,28	100
Антимонит	6**	–	–	–	–	69,96	29,89	0,15	100
	7**	–	–	–	–	66,53	33,33	0,14	100
Ковеллин	8**	–	65,66	–	–	–	34,34	–	100
	9**	–	66,77	–	–	–	33,23	–	100
Сфалерит	10**	–	–	68,21	–	–	31,79	–	100
	11**	–	–	67,08	–	–	32,92	–	100
	12**	–	–	66,77	–	–	33,23	–	100
Самородное серебро и акантит	13*	–	–	–	92,08	–	7,92	–	100
	14*	–	–	–	90,19	–	9,81	–	100
	15**	–	–	–	87,74	–	12,26	–	100
	16**	–	–	–	92,04	–	7,96	–	100

* Гётит-гидрогётитовые руды. ** Глауконит-хлоритовые руды.

Как правило, фрамбоиды приурочены к скорлупкам диатомовых водорослей, раковинам фораминифер и другим органическим остаткам. Формирование же пирита II генерации происходило за счет укрупнения фрамбоидов, в условиях увеличения концентрации сероводорода в растворе. Таким образом, фрамбоидальный пирит является центром роста идиоморфных кристаллов пирита. Аутигенность пирита II доказывается наличием его микроагрегатных форм в глинисто-хлоритовом цементе.

Другие сульфиды (сфалерит, ковеллин и антимонит) обнаружены главным образом в ядерных концентрически-слоистых оолитах глауконит-хлоритовых руд. Концентры таких оолитов имеют хлорит-гидрогётитовый состав, толщина и плотность их неодинаковая. Сфалерит находится в ядерной части таких оолитов в виде колломорфных агрегатов размером 20–50 мкм либо наблюдается в форме микролокальных включений в ооидах (см. рис. 3). Антимонит также встречается в ооидных агрегатах в виде микровключений. Ковеллин образует тонкую вкрапленность в оолитах и в цементе глауконит-хлоритовых руд.

Таким образом, в разрезе рудного горизонта Полянского участка сульфидные включения встречены главным образом в глауконит-хлоритовых рудах, которые подстилаются и перекрываются переходными и гётит-гидрогётитовыми разностями. Источником металлов могли служить терригенный материал и поровые воды, которые в избытке присутствовали в глинисто-иловом осадке, а наличие органического вещества, морских или солоноватоводных условий позволяло обеспечить сероводородное заражение бассейна осадконакопления [2, 5]. Образование отдельных включений сульфидов в осадках связано с локальным характером проявления восстановительных условий [6]. Присутствие сульфидов в различных агрегатах руд (оолиты, цемент) указывает на колебания окислительно-восстановительного потенциала во время всего цикла рудообразования.

Фосфатная ассоциация представлена минералами кальция и редких земель, которые присутствуют в гётит-гидрогётитовых и переходных рудах. В литературе описаны исследования фосфатных минералов железа и кальция в оолитовых железных рудах Западной Сибири

[1, 2], однако информации о редкоземельных минералах не встречается. Размеры фосфатных выделений в оолитах очень малы, что нашло свое отражение в полученных результатах анализа РСМА, которые фактически отражают химический состав полиминерального агрегата (табл. 2). Статистическая обработка результатов анализа РСМА выявила положительную корреляцию редкоземельных элементов и кальция с фосфором. Остальные элементы (FeO*, SiO₂, Al₂O₃, K₂O, SO₃) являются примесями и имеют отрицательную корреляционную связь с фосфором (табл. 3).

Это позволяет говорить о присутствии в оолитах Бакчарского месторождения как фосфатов кальция, так и фосфатов редких земель.

Пересчет химических анализов показал, что соотношение суммы редких земель с фосфором равно 1 : 1. Такое соотношение характерно для монацита. При пересчете химических анализов на формулу монацита наблюдается некоторый избыток фосфора (табл. 2). Из корреляционной матрицы видно, что фосфор более тяготеет к редкоземельным элементам (значимая корреляция 1,00). Корреляционное же отношение фосфора с кальцием равно 0,95. Возможно, избыток фосфора связан с присутствием апатита в составе полиминерального агрегата, т.е. изучаемые микровключения фосфатов представляют собой ультратонкую смесь минералов – монацита (Ce, La, Nd) [PO₄] и апатита Ca₅ [PO₄]₂ (OH)₂.

Среди редкоземельных элементов в изученных фосфатах преобладает церий (1,25–27,63% Ce₂O₃), почти в два раза превышающий содержания лантана (0,58–12,79% La₂O₃). Кроме них в заметных количествах присутствует неодим (0,16–9,82% Nd₂O₃) (табл. 2). Характер распределения легких лантаноидов чаще представлен как Ce > La > Nd и реже Ce > Nd > La.

В оолитах редкоземельные фосфаты наблюдаются повсеместно, как в концентратах, так и в центральных частях. Их размеры зачастую составляют ~1 мкм. В одном оолите можно обнаружить более 10 включений этих минералов. Строение самих оолитов, концентратов редкоземельных фосфатов, весьма разнообразно. Одни состоят из 5–10 и более сгустков гётит-гидрогётитового состава округлой формы меньшего диаметра, окруженных концентрически-зональным

агрегатом хлорит-гидрогётитового состава. Вероятно, эти оолиты образовались за счет слипания ооидов в единый субизометричный агрегат, который в дальнейшем приобретал более округлый либо овальный облик. Другие оолиты отличаются слабоконцентрическим строением, но с четко выделяющимися двумя зонами –

центральной и периферийной. Центральная зона однородная по структуре (ооид), имеет неправильные угловатые или изрезанные края, которые словно залечиваются концентрическими слоями хлорит-гидрогётитового состава. По площади концентры обычно уступают центральной части оолита.

Таблица 2

Химический состав полиминерального агрегата фосфатов в матрице оолита (%) и кристаллохимические коэффициенты монацита (формульн. ед.)

Оксиды	Точки анализа												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	6,9	3,23	6,35	4,77	3,16	2,67	8,77	1,98	5,44	2,51	0,45	1,65	4,55
Al ₂ O ₃	4,4	2,62	5,94	2,22	1,79	1,26	3,94	2,39	5,14	1,39	0,31	2,44	5,38
FeO*	49,37	24,61	21,14	65,73	69,61	12,45	14,27	18,28	58,88	18,56	9,6	21,69	58,61
La ₂ O ₃	3,5	7,29	6,74	–	2,54	9,6	–	7,06	3,38	10,31	12,79	7,83	3,21
Ce ₂ O ₃	8,98	20,72	16,54	4,60	5,47	24,7	20,3	21,24	8,47	25,22	27,63	22,03	9,72
Nd ₂ O ₃	3,38	7,66	6,15	1,73	2,03	9,24	8,35	8,37	2,69	9,82	8,68	7,72	3,05
CaO	4,02	7,69	6,28	3,86	2,44	9,01	7,75	8,63	3,32	2,81	6,51	5,94	2,57
K ₂ O	–	–	–	0,44	0,11	–	0,59	–	1,29	–	0,12	–	0,1
P ₂ O ₅	12,68	24,65	20,81	8,62	9,64	27,7	27,94	25,83	11,56	30,17	33,77	25,36	11,49
SO ₃	–	–	0,49	1,48	0,18	–	0,25	0,35	0,24	–	0,92	–	0,26
<i>Сумма</i>	<i>93,23</i>	<i>98,47</i>	<i>90,44</i>	<i>93,45</i>	<i>96,97</i>	<i>96,63</i>	<i>92,16</i>	<i>94,13</i>	<i>100,41</i>	<i>100,79</i>	<i>100,78</i>	<i>94,66</i>	<i>98,94</i>
<i>Гётит</i>													
FeO*	49,37	24,61	21,14	65,73	69,61	12,45	14,27	18,28	58,88	18,56	9,6	21,69	58,61
H ₂ Oрасч	5,50	2,74	2,35	7,32	7,75	1,39	1,59	2,04	6,56	2,07	1,07	2,42	6,53
<i>Сумма</i>	<i>54,87</i>	<i>27,35</i>	<i>23,49</i>	<i>73,05</i>	<i>77,36</i>	<i>13,84</i>	<i>15,86</i>	<i>20,32</i>	<i>65,44</i>	<i>20,63</i>	<i>10,67</i>	<i>24,11</i>	<i>65,14</i>
<i>Примесь</i>													
SiO ₂	6,9	3,23	6,35	4,77	3,16	2,67	8,77	1,98	5,44	2,51	0,45	1,65	4,55
Al ₂ O ₃	4,4	2,62	5,94	2,22	1,79	1,26	3,94	2,39	5,14	1,39	0,31	2,44	5,38
CaO	4,02	7,69	6,28	3,86	2,44	9,01	7,75	8,63	3,32	2,81	6,51	5,94	2,57
K ₂ O	–	–	–	0,44	0,11	–	0,59	–	1,29	–	0,12	–	0,1
SO ₃	–	–	0,49	1,48	0,18	–	0,25	0,35	0,24	–	0,92	–	0,26
<i>Сумма</i>	<i>15,32</i>	<i>13,54</i>	<i>19,06</i>	<i>12,77</i>	<i>7,68</i>	<i>12,94</i>	<i>21,3</i>	<i>13,35</i>	<i>15,43</i>	<i>6,71</i>	<i>8,31</i>	<i>10,03</i>	<i>12,86</i>
<i>Монацит (ф.е.)</i>													
Ce	0,40	0,45	0,43	0,35	0,34	0,46	0,43	0,44	0,41	0,44	0,43	0,46	0,46
Nd	0,15	0,16	0,16	0,13	0,12	0,17	0,18	0,17	0,13	0,17	0,13	0,16	0,14
La	0,16	0,16	0,18	–	0,16	0,18	–	0,15	0,17	0,18	0,20	0,16	0,15
P	1,30	1,23	1,24	1,52	1,38	1,19	1,39	1,24	1,30	1,22	1,23	1,22	1,25

Примечание. Здесь и далее FeO* = FeO + Fe₂O₃.

Таблица 3

Корреляционная матрица содержания химических элементов полиминерального агрегата фосфатов в матрице оолита (n = 40)

Оксиды	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
SiO ₂	1,00									
Al ₂ O ₃	0,79	1,00								
FeO*	0,48	0,48	1,00							
La ₂ O ₃	–0,59	–0,64	–0,97	1,00						
Ce ₂ O ₃	–0,59	–0,63	–0,96	0,99	1,00					
Nd ₂ O ₃	–0,63	–0,68	–0,94	0,99	1,00	1,00				
CaO	–0,61	–0,77	–0,90	0,94	0,94	0,95	1,00			
K ₂ O	0,83	0,34	0,23	–0,26	–0,26	–0,27	–0,18	1,00		
P ₂ O ₅	–0,61	–0,68	–0,96	1,00	1,00	1,00	0,95	–0,27	1,00	
SO ₃	–0,28	–0,25	–0,51	0,37	0,34	0,32	0,52	–0,18	0,37	1,00

Примечание. n – объем выборки (количество анализов). Отмеченные корреляции значимы на уровне p < 0,05.

Присутствие фосфатных минералов в породах осадочного генезиса весьма характерно. По Г.Н. Батурину [7], мел-палеогеновый период является одной из глобальных эпох фосфоритообразования. Фосфор в морской бассейн поступал с речными стоками. Накопление этого элемента связано с деятельностью планктонных организмов, в том числе и диатомей, которые извлекали его из силикатной взвеси и затем, отмирая, образовывали фосфатные осадки. Эти осадки сорбировали из морской воды многие элементы, находящиеся с фосфором в сродстве, в том числе и редкие земли. Известно, что относительное содержание церия по сравнению с другими редкоземельными элемен-

тами (РЗЭ) в вертикальном разрезе водной толщи уменьшается с глубиной [8]. Соответственно, обогащенность оолитовых железных руд Бачарского месторождения преимущественно цериевыми фосфатами свидетельствует о сравнительно мелководных условиях минералообразования. После своего появления фосфатные стяжения сорбировались уже гидроксидами железа при образовании оолитов. Присутствие в породах фосфатов указывает на слабовосстановительные и слабоокислительные условия осадконакопления [9].

Третья ассоциация, сульфидно-фосфатная, представлена фосфатами редких земель и минералами сере-

бра в сульфидной и самородной форме. Эта группа микроминералов характерна для всех типов руд и присутствует как в оолитах (в основном), так и в цементе глауконит-хлоритовых руд (реже).

Самородное серебро наблюдается в виде микролокальных и волосовидных обособлений в оолитах гётит-гидрогётитовых и реже переходных руд. Эти оолиты имеют сложнзональное концентрически-слоистое строение с нормальным равномерным нарастанием. Агрегаты самородного серебра локализируются вдоль концентрических слоев оолитов. Серебро образует тонкую неравномерную вкрапленность. Количество частиц самородного серебра в одном оолите редко превышает пять точек размером менее 1 мкм, часто эти выделения ассоциируют с тонкой вкрапленностью РЗЭ фосфатов. Кроме того, вкрапленность серебра отмечается в измененных оолитах с прожилками хлорита и сгустками глауконита. По строению эти оолиты схожи с описанными выше, но отличаются от них развитием трещин с хлоритом вдоль концентрических слоев, а также ветвевидными секущими прожилками по корпусу оолита и наличием округлых агрегатов глауконита. Видимо, эти оолиты подверглись вторичному преобразованию в результате диагенеза. В глинистом цементе глауконит-хлоритовых руд вместе с включениями пирита обнаружены дендриты самородного серебра (размеры 250 × 300 мкм), покрытые сульфидами серебра (акантитом) (см. рис. 4).

Известно, что миграция серебра в зоне гипергенеза происходит преимущественно в виде сульфатных, реже бикарбонатных и карбонатных растворов и комплексных анионов. Из них серебро может восстанавливаться сульфатами Fe^{2+} , арсенидами Co, Ni и Fe, органическими соединениями, выделяться электрохимическим путем. Экспериментально доказано, что тончайшие нитевидные и дендритовидные образования самородного серебра формируются из коллоидного раствора, особенно в присутствии органических соединений [4].

Оолиты железных руд являются весьма интересными образованиями, на происхождение которых существуют различные взгляды. Многие исследователи считают, что это результат последовательного отложения имеющих разные заряды коллоидных мицелл гидроксида железа и кремнезема. В качестве главного фактора оолитообразования предполагали смешение пресных речных вод с солеными водами морей, а также окисле-

ние двухвалентного железа и его выпадение в осадок в обстановке интенсивного перемешивания вод [1, 2, 10].

Существует гипотеза, что оолиты являются обломками и образовались при разрушении кор выветривания [11]. Строение и минеральный состав изученных оолитов Бакчарского месторождения позволяют обозначить некоторые особенности механизма их образования. В ядрах оолитов часто наблюдаются терригенные минералы, в том числе слабоустойчивые – кварц, калиевые полевые шпаты, магнетит, что исключает возможность их образования в латеритных корах выветривания. Более того, в оолитах, образовавшихся при разрушении кор выветривания, обычно наблюдается радиальная ориентировка чешуек глинистых минералов [11], а «бакчарские» оолиты имеют тангенциальное расположение концентрических слоев, вдоль которых развиваются включения редкоземельных фосфатов и самородного серебра. Зональность оолитов имеет инверсионный характер с равномерным чередованием содержания $Fe_2O_{3общ}$, что говорит об устойчивом гидродинамическом режиме формирования оолитов. Присутствие коллоидных комплексов подтверждают ооиды с однородным внутренним строением и с многочисленными включениями обломочных минералов, а также оолиты, состоящие из нескольких меньших по размеру округлых ооидов. Все сказанное свидетельствует о том, что оолиты возникали в придонном слое глинистого осадка в спокойной гидродинамической обстановке. Специфическими условиями оолитообразования были ритмические вариации окислительно-восстановительного потенциала, которые способствовали изменению состава концентрических слоев оолита. О геохимических вариациях условий среды минералообразования говорят находки микровключений сульфидов, РЗЭ фосфатов и самородного серебра. Смена окислительно-восстановительного потенциала во время роста оолитов имела пульсационный характер, что выражалось в последовательном чередовании гидроксидов железа и глинистой составляющей с соответствующими адсорбированными комплексами. Гидроксиды железа в силу своих свойств сорбировали фосфор с РЗЭ, а глинистое вещество, обладая отрицательным зарядом, – металлы. Дальнейшие диагенетические преобразования осадка способствовали формированию в нём микрокомковатых обособлений фосфатов РЗЭ, сульфидов и самородного серебра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск : Наука, 1967. 129 с.
2. Западно-Сибирский железорудный бассейн / Н.Х. Белоус, Ю.П. Казанский, В.В. Вдовин и др. ; гл. ред. Ф.Н. Шахов. Новосибирск : РИО СО РАН СССР, 1964. 447 с.
3. Гринёв О.М., Григорьева Е.А., Булаева Е.А., Тюменцева Е.П. Литогеохимическая характеристика основных типов железных руд Бакчарского месторождения // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых : материалы научной конференции. Томск : ТПУ, 2010. С. 190–196.
4. Годовиков А.А. Минералогия. М. : Недра, 1975. 520 с.
5. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология. М. : Недра, 1991. 444 с.
6. Стацук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М. : Недра, 1968. 208 с.
7. Батулин Г.Н. Фосфатонакопление в океане / отв. ред. Ю.А. Богданов. М. : Наука, 2004. 464 с.
8. Балаиов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М. : Наука, 1976. 267 с.
9. Коробицын А.В. Минерагенез стадийных процессов литогенеза // Вестник Пермского университета. Сер. Геология. 2008. Вып. 10 (26). С. 91–102.
10. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. М. : АН СССР, 1959. 446 с.
11. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений : пер. с англ. М. : Мир, 1985. 360 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 5 февраля 2013 г.