

Вестник
Томского государственного
университета

№ 369

Апрель

2013

- ФИЛОЛОГИЯ
- ФИЛОСОФИЯ, СОЦИОЛОГИЯ, ПОЛИТОЛОГИЯ
- КУЛЬТУРОЛОГИЯ
- ИСТОРИЯ
- ПРАВО
- ЭКОНОМИКА
- ПСИХОЛОГИЯ И ПЕДАГОГИКА
- НАУКИ О ЗЕМЛЕ

НАУЧНО-РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Майер Г.В., д-р физ.-мат. наук, проф. (председатель); **Дунаевский Г.Е.**, д-р техн. наук, проф. (зам. председателя); **Ревушкин А.С.**, д-р биол. наук, проф. (зам. председателя); **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, доц. (отв. секретарь); **Берцун В.Н.**, канд. физ.-мат. наук, доц.; **Воробьёв С.Н.**, канд. биол. наук, ст. науч. сотр.; **Гага В.А.**, д-р экон. наук, проф.; **Галажинский Э.В.**, д-р психол. наук, проф.; **Глазунов А.А.**, д-р техн. наук, проф.; **Голиков В.И.**, канд. ист. наук, доц.; **Горцев А.М.**, д-р техн. наук, проф.; **Гураль С.К.**, д-р пед. наук, проф.; **Демешкина Т.А.**, д-р филол. наук, проф.; **Демин В.В.**, канд. физ.-мат. наук, доц.; **Ершов Ю.М.**, канд. филол. наук, доц.; **Зиновьев В.П.**, д-р ист. наук, проф.; **Канов В.И.**, д-р экон. наук, проф.; **Кузнецов В.М.**, канд. физ.-мат. наук, доц.; **Кулижский С.П.**, д-р биол. наук, проф.; **Парначёв В.П.**, д-р геол.-минерал. наук, проф.; **Портнова Т.С.**, канд. физ.-мат. наук, доц., директор Издательства НТЛ; **Потекаев А.И.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Прозументов Л.М.**, д-р юрид. наук, проф.; **Прозументова Г.Н.**, д-р пед. наук, проф.; **Пчелинцев О.А.**, зав. редакционно-издательским отделом ТГУ; **Рыкун А.Ю.**, д-р социол. наук, доц.; **Сахарова З.Е.**, канд. экон. наук, доц.; **Слизов Ю.Г.**, канд. хим. наук, доц.; **Сумарокова В.С.**, директор Издательства ТГУ; **Сущенко С.П.**, д-р техн. наук, проф.; **Тарасенко Ф.П.**, д-р техн. наук, проф.; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, доц.; **Уткин В.А.**, д-р юрид. наук, проф.; **Черняк Э.И.**, д-р ист. наук, проф.; **Шилько В.Г.**, д-р пед. наук, проф.; **Шрагер Э.Р.**, д-р техн. наук, проф.

НАУЧНАЯ РЕДАКЦИЯ ВЫПУСКА

Галажинский Э.В., д-р психол. наук, проф.; **Демешкина Т.А.**, д-р филол. наук, проф.; **Зиновьев В.П.**, д-р ист. наук, проф.; **Канов В.И.**, д-р экон. наук, проф.; **Кулижский С.П.**, д-р биол. наук, проф.; **Парначёв В.П.**, д-р геол.-минер. наук, проф.; **Прозументов Л.М.**, д-р юрид. наук, проф.; **Прозументова Г.Н.**, д-р пед. наук, проф.; **Черняк Э.И.**, д-р ист. наук, проф.; **Шилько В.Г.**, д-р пед. наук, проф.

Журнал «Вестник Томского государственного университета» включён в «Перечень российских рецензируемых научных журналов, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук» (http://vak.ed.gov.ru/help_desk/list/)

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].

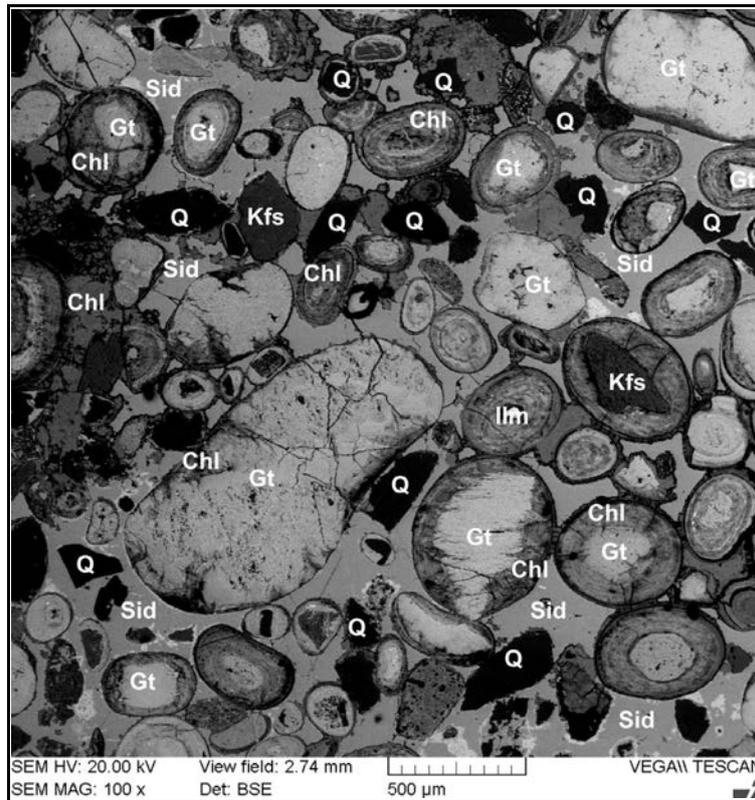


Рис. 1. Оолитовая гётит-гидрогётитовая руда. Изображение BSE (обратно рассеянных электронов): Gt – гётит; Chl – хлорит; Kfs – калиевый полевой шпат; Sid – сидерит; Q – кварц

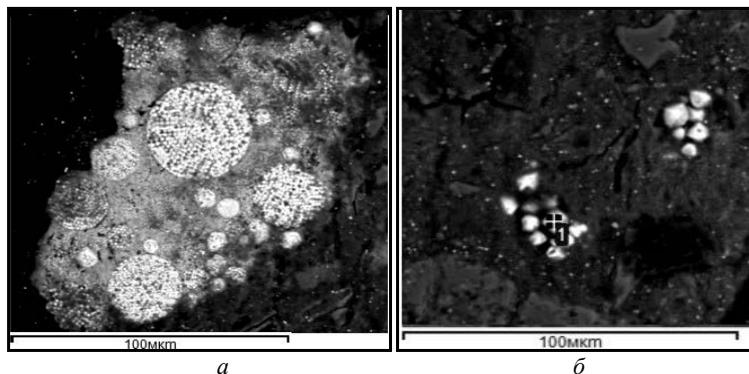


Рис. 2. Формы выделения пирита в рудах. Изображение BSE: а – фрамбоиды; б – идиоморфные кристаллы

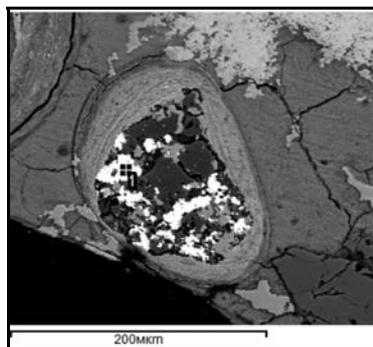


Рис. 3. Сфалерит в ядерной части оолита. Изображение BSE

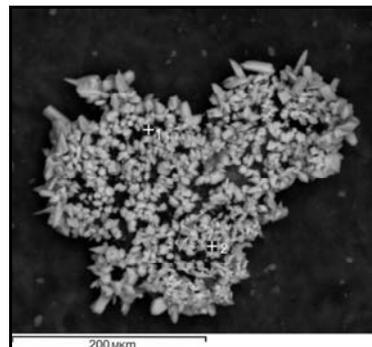


Рис. 4. Дендриты самородного серебра. Изображение BSE

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>
Гётит													
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>
Примесь													
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>
Монацит (ф.е.)													
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. Батурин 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.