Томское отделение Российского минералогического общества
Томский государственный университет
Кафедра минералогии и геохимии

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АЗИИ

Выпуск 2

Томск
2013

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.М. Асочакова
Томский государственный университет, Томск
e-mail: asem@sibmail.com

В 2005 году на Бакчарском месторождении возобновились работы по разведке и оценке железных руд. В связи с этим начались полномасштабные работы по уточнению геологического строения месторождения и изучению вещественного состава оолитовых железных руд.

Собственно минеральный состав руд Бакчарского месторождения был изучен еще в середине XX века и представлен в сводной работе «Западно-сибирский железорудный бассейн» (1964) и монографии И.В. Николаевой (1967). В отдельных работах А.А. Бабина (1957), Ф.С. Бузулуцкова (1957), М.П. Нагорского (1958), Т.И. Гуровой (1962), Н.Х. Белоус (1952, 1960), Ю.П. Казанского (1959, 1960, 1963), Л.С. Кропаниной (1960), И.В. Николаевой (1964, 1967, 1977), Г.Н. Перозио (1960), Е.Г. Сорокиной (1960) и др. приведены описания минералов, слагающих эти руды и рудоносные отложения. В настоящее время эти работы могут быть дополнены новыми данными, которые были получены автором при исследовании оолитовых железных руд современными инструментальными физико-химическими методами: рентгеноструктурным, синхронным термическим анализом (СТА) и растровым электронным микроскопом (РЭМ) совмещенным с энергодисперсионным микроанализатором.

Бакчарское месторождение расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности и находится в административных границах Бакчарского района Томской области. Месторождение приурочено к верхнемеловым и палеогеновым отложениям, перекрытым довольно мощной толщей (160–200 м) неоген-четвертичного возраста [7]. В пределах месторождения наиболее изучены Западный (с центром в с. Бакчар) и Восточный (район с. Полынянка) участки [4]. Оолитовые железные руды отобраны из скважины Полынянского участка.

В строении рудного горизонта Восточного участка выделяется три основных типа руд, которые отличаются своими структурно-текстурными особенностями, минеральным составом цементирующей массы, а также спецификой их положения в разрезе. К первому типу руд относятся гётит-гидрогётитовые (оолитовые), представляющие собой сцементированные или сыпучие осадки бурого цвета. Второй тип руд глауконит-хлоритовый, глинистый, отличается слабой цементацией и зеленовато-серой окраской. Третий переходный тип несет в себе признаки как гётито-гидрогётитовых, так и глауконит-хлоритовых образований. Рудный горизонт имеет циклическое строение, что выражается в последовательной смене типов руд. Мощность каждого цикла увеличивается вниз по разрезу, а весь рудный горизонт подстилается зеленовато-серыми аргиллитами. В основании каждого цикла

устанавливаются глауконит-хлоритовые руды, которые вверх по разрезу сменяются переходными и далее гётит-гидрогётитовыми разностями. Переходный тип руд, как отмечено выше, располагается между двумя другими типами и фиксирует зону смены условий седиментации, о чем свидетельствуют примеси алеврито-песчанистого материала.

Все минералы, слагающие руды, разделены на две генетические группы: терригенные и аутигенные. К аутигенным минералам отнесены карбонаты, глинистые и гидрослюдистые, глауконит, хлорит, собственно рудные (гётит, гидрогётит, лепидокрокит), фосфаты, сульфиды и самородное серебро. Терригенная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, магнетитом, ильменитом, цирконом и рутилом.

Минералы оолитовых руд являются индикаторами условий образования. Самыми интересными в генетическом отношении среди них являются глинистые минералы. Однако, они и наиболее трудноизучаемы, поскольку в большинстве случаев образуют тонкие минеральные смеси совместно с гидроксидами железа, а также смешанослойные образования типа смектитов и, зачастую, представлены очень мелкими частицами, с несовершенной кристаллической структурой и переменным химическим составом.

В гётит-гидрогётитовых рудах и переходных разностях глинистые минералы присутствуют, главным образом, в оолитах. Основная же часть их приурочена к зеленовато-серым глауконит-хлоритовым рудам, где они участвуют как в структуре цемента, так и в самих оолитах.

В результате изучения глинистой составляющей руд установлены следующие минералы - каолинит, иллит, глауконит, хлорит.

Каолинит оолитовых руд представлен неупорядоченными структурными разностями, что подтверждается рентгеноструктурным и термическим анализами. Неупорядоченность структуры каолинита изменяется в пределах одного цикла осадконакопления, что отчетливо прослеживается по температуре дегидратации, которая уменьшается с глубиной от 513 °С до 495 °С. Несовершенство структуры каолинита объясняется двумя причинами: 1) попаданием терригенного каолинитового материала в морские условия; 2) присутствием в структуре каолинита лабильных слоев монтмориллонита (иногда даже иллита), что и вызывает разупорядочивание [6].

Химический состав чистого каолинита довольно сложно определить даже энергодисперсионным микроанализатором в виду обычного присутствия его в основной массе цемента и в оолитовых агрегатах совместно с гидроксидами железа и другими глинистыми минералами. Эти глинистые смеси обычно состоят из минералов, имеющих одинаковый химический состав, поэтому для расчета кристаллохимических формул каолинита были выбраны спектры, в которых зафиксировано наименьшее число примесей MnO, CaO, V_2O_5, P_2O_5, Na_2O, K_2O, SO_3 и Cl (табл. 1). Изоморфные замещения в структуре каолинита ограничены, и минерал чаще близок по составу к идеализированной формуле $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$, на основании которой были рассчитаны эквивалентные пропорции SiO_2, Al_2O_3 и H_2O.

Превышения содержаний SiO_2 над стехиометрией были отнесены к механической примеси. В состав изученных каолинитов, кроме основных компонентов постоянно входят примеси MgO, CaO, Na_2O, K_2O, характерные для монтмориллонита, и таким образом, невозможно отрицать присутствие в них смешанослойных образований типа каолинит-монтмориллонит.

Таблица 1 – Химический состав полиминерального агрегата глин в матрице оолита (%)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO_2	27,02	30,2	31,28	32,19	30,69	26,14
TiO_2	0,03	0,13	-	0,05	-	-
Al_2O_3	20,97	20,47	18,68	17,96	20,99	15,94
FeO*	37,63	35,13	36,37	37,13	30,94	43,13
MnO	-	0,02	-	0,01	-	-
MgO	0,34	0,6	0,51	0,55	-	0,47
CaO	0,96	0,3	0,88	0,56	0,34	0,59
Na_2O	0,2	0,16	0,15	0,18	-	-
K_2O	0,21	0,22	0,32	0,24	-	0,24
P_2O_5	0,24	0,22	0,05	0,08	-	-
V_2O_5	0,02	0,03	0,14	0,13	-	-
SO_3	0,10	0,27	-	0,15	0,54	1,82
Cl	0,07	0,13	0,13	0,15	0,66	1,38
Сумма	87,80	87,88	88,51	89,38	84,16	89,71
Гётит						
FeO*	37,63	35,13	36,37	37,13	30,94	43,13
H_2O расч	4,19	3,91	4,05	4,14	3,45	4,80
	41,82	***39,04***	***40,42***	***41,27***	***34,39***	***47,93***
Каолинит						
SiO_2	24,69	24,10	21,99	21,14	24,71	18,76
Al_2O_3	20,97	20,47	18,68	17,96	20,99	15,94
H_2O расч	7,43	7,26	6,62	6,37	7,44	5,65
	53,09	***51,82***	***47,29***	***45,47***	***53,14***	***40,35***
Примесь						
SiO_2	2,33	6,10	9,29	11,05	5,98	7,38
TiO_2	0,03	0,13	-	0,05	-	-
MnO	-	0,02	-	0,01	-	-
MgO	0,34	0,6	0,51	0,55	-	0,47
CaO	0,96	0,3	0,88	0,56	0,34	0,59
Na_2O	0,2	0,16	0,15	0,18	-	-
K_2O	0,21	0,22	0,32	0,24	-	0,24
P_2O_5	0,24	0,22	0,05	0,08	-	-
V_2O_5	0,02	0,03	0,14	0,13	-	-
SO_3	0,10	0,27		0,15	0,54	1,82
Cl	0,07	0,13	0,13	0,15	0,66	1,38
	4,51	***8,18***	***11,47***	***13,15***	***7,52***	***11,87***
Итого	***99,42***	***99,05***	***99,18***	***99,88***	***95,05***	***100,16***

Примечания: 1) FeO* = FeO + Fe_2O_3;

2) 1, 2 – гётит-гидрогётитовые руды; 3, 4 – переходные руды; 5,6 – зеленовато-серые глауконит-хлоритовые руды.

Повсеместное присутствие механической примеси SiO_2 в составе каолинита объясняется тесной ассоциацией минерала с кварцем. Остальные же компоненты, скорее всего, характеризуют глинистую фазу монтмориллонита. В примесной части исследуемых каолинитов, кроме вышеперечисленных компонентов, отмечаются Na_2O, P_2O_5, V_2O_5, SO_3, и Cl. Наибольшей изменчивостью в разных типах руд обладают P_2O_5, V_2O_5, SO_3, и Cl. Высокие концентрации этих компонентов соответствуют максимальным содержаниям гётита, что объясняется его высокой адсорбционной способностью.

Гидрослюдистые минералы в рудах представлены ***иллитом.*** При электронно-микроскопическом исследовании установлено, что иллит встречается главным образом в переходных рудах в составе цементирующей массы смешанослойных образований совместно с другими глинистыми минералами. В оолитовых агрегатах иллит выполняет концентрические зоны, перемежаясь с зонами гётит-гидрогётитового состава (рис. 1).

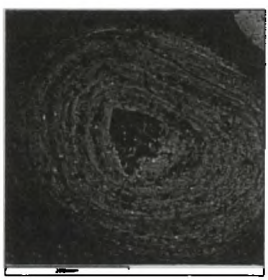

Рисунок 1 – Концентрически-слоистое строение оолита.

Для расчета состава гидрослюдистых минералов, данные энергодисперсионного микроанализа концентрических зон в агрегатах оолитов были пересчитаны на гётит и иллит, при этом условно принято, что все железо приходится на гётит (табл. 2).

Иллит, как и другие гидрослюды, характеризуется тем, что в его структуре некоторые межслоевые позиции замещены не только калием и другими катионами, но и кислородно-водородными группировками OH^- и O^{2-}. Расчет проводился на 7 катионов, исходя из формулы $R^+ R^{3+}_2 [Al\ Si_3O_{10}] (OH)_2$, R^+ – K, Na, Ca; R^{3+} – Al, Ti.

Минералы группы гидрослюд отличаются очень широким изоморфизмом за счет частичного замещения Al^{3+} на Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} и Mn в октаэдрических и на Si^{4+} и Fe^{3+} в тетраэдрических позициях. Гидрослюды являются Al-содержащими (1,0–1,80 ф.е.), и отличаются наличием Mg (0,35–0,74 ф.е.), Ti (до 0,22 ф.е.) и Mn (до 0,27 ф.е.) в октаэдрах. Иллиту свойственен дефицит межслоевых катионов K от 0,2 до 0,6 в расчёте на формульную единицу (ф.е.), который компенсируется Na и Ca. Средняя степень замещения Si^{4+} (2,13–3,18 ф.е.) на Al^{3+}(0,82–1,87 ф.е.) в тетраэдрах говорит о неупорядоченности структуры изученных гидрослюд, поскольку в упорядоченных разностях соотношение Si:Al = 3,5:0,5 [5].

В осадочных породах гидрослюды являются полигенными образованиями. Они могут быть привнесенными обломочными частицами, либо сформироваться при диагенетических или катагенетических процессах. В стадию диагенеза иллит образуется за счет преобразования смектита через промежуточные смешанослойные фазы [5].

Процесс нарастания иллитовых слоев в иллит-смектитах сопровождается разрушением части смектитовых слоев, которые поставляют необходимые

компоненты для увеличения степени замещения Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрах и повышают количество K^+.

На диаграмме (рис. 2, а) обнаруживаются тренды, разделяющие два типа иллитов. Такое расположение фигуративных точек говорит о различной степени преобразования смешанослойной фазы в иллит в разных типах руд, при общей для них зависимости количества K^+ от Al_{IV}.

Таблица 2 – Химический состав полиминерального агрегата в матрице оолита (%) и кристаллохимические коэффициенты иллита (ф.е.)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	4,9	4,98	9,22	4,48	7,1	6,79	5,25	11,64	6,34	9,69	46,62
TiO_2	0,02	0	0,04	0,08	0	0,04	0,35	0,46	0,83	0,63	0,69
Al_2O_3	3,42	4,54	6,45	3,46	4,67	7,5	6,61	7,96	8,55	7,64	22,07
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,45
FeO*	76,68	72,62	68,38	75,98	72,67	69,7	70,11	63,4	67,48	65,27	0,96
MnO	0,44	0,63	0,27	0,26	0,22	0,25	0,2	0,2	0,27	0,19	0,03
MgO	0,83	0,94	0,7	0,84	0,9	1,02	0,88	0,88	0,97	0,92	2,11
CaO	0,54	0,62	0,55	0,9	0,61	0,84	1,68	1,9	0,75	1,00	1,27
Na_2O	0,15	0,2	0,17	0,07	0,12	0	0,23	0,2	0,25	0,27	1,47
K_2O	0,31	0,3	1,48	0,54	1,00	0,46	0,18	0,31	0,13	0,23	2,34
P_2O_5	2,32	2,07	1,98	2,92	2,12	2,15	2,67	2,55	3,33	3,39	0,09
V_2O_5	0,43	0,52	0,4	0,37	0,47	0,49	0,63	0,67	0,49	0,6	-
SO_3	0,01	0,04	0,07	0,03	0,01	0,06	0,15	0,15	0,03	0,03	-
Сумма	90,05	87,45	89,7	89,92	89,89	89,3	88,95	90,31	89,43	89,86	85,10
Гётит											
FeO*	76,68	72,62	68,38	75,98	72,67	69,7	70,11	63,4	67,48	65,27	-
$OH_{расч}$	8,54	8,09	7,62	8,46	8,1	7,76	7,81	7,06	7,52	7,27	-
	85,22	**80,71**	**75,99**	**84,45**	**80,76**	**77,46**	**77,93**	**70,47**	**74,99**	**72,54**	-
Иллит (ф.е.)											
Si	2,90	2,55	3,09	2,64	3,05	2,52	2,13	3,18	2,20	3,00	3,74
Al	1,10	1,45	0,91	1,36	0,95	1,48	1,87	0,82	1,80	1,00	0,26
	4,00	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**
Ti	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,11	0,09	0,22	0,15	0,04
Al	1,29	1,28	1,63	1,04	1,42	1,80	1,29	1,73	1,70	1,79	1,71
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,44
Fe^{2+}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
Mn	0,22	0,27	0,08	0,13	0,08	0,08	0,07	0,05	0,08	0,05	0,00
Mg	0,73	0,72	0,35	0,74	0,58	0,56	0,53	0,36	0,50	0,42	0,14
Ca	0,34	0,34	0,20	0,57	0,28	0,33	0,73	0,56	0,28	0,33	0,15
Na	0,17	0,20	0,11	0,08	0,10	0,00	0,18	0,11	0,17	0,16	0,22
K	0,23	0,20	0,63	0,41	0,55	0,22	0,09	0,11	0,06	0,09	0,23
	3,00	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**	**3,00**
OH	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**	**2,00**

Примечания:

1) FeO* = FeO + Fe_2O_3, кроме № 11;

2) 1-4 - точки анализа гётит-гидрогётитовые руды, 5-10 - переходные руды; 11 – гидрослюда [4];

3) ф.е. – формульные единицы.

Содержание калия (рис 2, б) в иллитах гётит-гидрогётитовых руд никак не влияет на суммарное количество алюминия, что нельзя сказать про иллиты переходных разностей руд. Общее количество алюминия в гидрослюдах возрастает от гётит-гидрогётитовых руд к переходным. Это же можно наблюдать и на первой диаграмме (рис 2, а), что свидетельствует об изменении упорядоченности структуры минерала в разных типах руд.

Соответственно, иллиты гётит-гидрогётитовых руд имеют более упорядоченную структуру, чем иллиты переходных руд, что говорит о разной степени их преобразования.

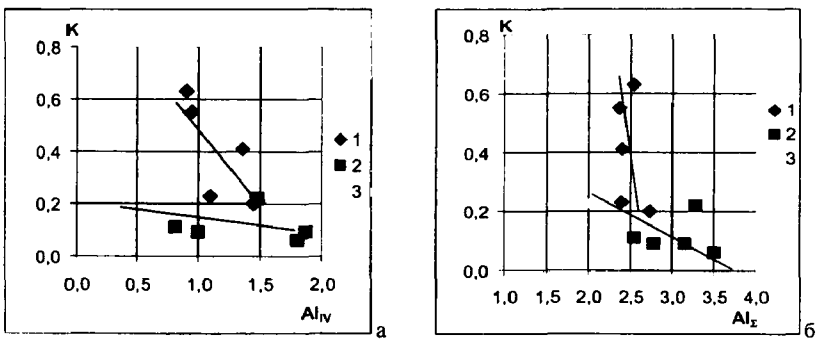

Рисунок 2 – Кристаллохимические диаграммы соотношения калия и алюминия в иллитах.

Al_{IV} – количество алюминия (в ф.е.), которым замещён кремнезём в тетраэдрических позициях; Al_{Σ} – общее количество алюминия (ф.е.)

1 – гётит-гидрогётитовые руды, 2 – переходные руды, 3 – иллит [4].

Глауконит встречается в основном в зеленовато-серых глауконит-хлоритовых рудах. Формы выделения глауконита разнообразные. Глауконитовые ооиды зеленой окраски имеют чаще неправильную слегка округлую форму. Нередко минерал образует лапчатые агрегаты с трещинами, выполненными гидроксидами железа, либо наблюдается в виде пелитоморфных агрегатов совместно с терригенными минералами. Содержание глауконита около 20 %.

По данным рентгеноструктурного и термического анализов глауконит имеет структуру гидрослюдистого типа. Дифракционная картина минерала почти не изменяется после прокаливания образца при 550 °С. В рудах глауконит часто окислен и имеет желтовато-буроватый цвет. На рентгенограммах и термограммах отмечается примесь гётита.

При электронно-микроскопическом изучении глауконит-хлоритовых руд установлено, что глауконит представлен округлыми ооидными образованиями в смеси с гидроксидами железа.

Внутреннее строение глауконитовых ооидов неоднородное, часто с включениями обломочного кварца и других минеральных фаз (сульфидов, фосфатов и самородного серебра) Размер зерен глауконита примерно одинаков и не превышает 500 мкм (рис. 3).

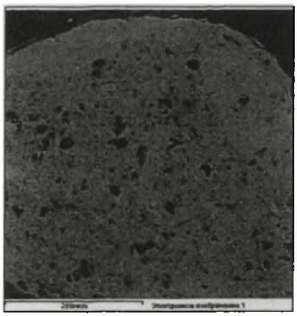

Рисунок 3 – Неоднородное строение глауконитовых ооидов. Изображение BSE.

Глауконит по строению кристаллической решетки входит в группу диоктаэдрических слюд, но в отличие от них в его составе одновременно присутствует Fe^{2+} и Fe^{3+}.

Идеализированная формула глауконита: $K_{>1,00}(R^{3+}_{1,33}R^{2+}_{0,67})_{2,00}[(Si_{3,67}, Al_{0,33})_{4,00}O_{10}](OH)_2$, где R^{3+} - Fe, а R^{2+} - Fe, Mg. Метод расчета кристаллохимических формул глауконита и хлорита описан в работе [10].

Кристаллохимические формулы глауконитов рассчитаны на 7 катионов, все железо учитывается, как двухвалентное (табл. 3).

Основные колебания в составе глауконита бакчарских руд связаны не только с переменным количеством различных катионов в октаэдрическом слое, но и с отклонениями отношения Al : Si (в тетраэдрической позиции) в пользу Si и варьирующим дефицитом K^+. Дефицит K^+, в свою очередь, связан не только с его заменой на Na (Na_2O до 0,96 %) и Ca (CaO до 0,85 %), но и с постоянным присутствием межслоевой воды и возможно H_3O^+.

Для разделения железосодержащих гидрослюд А.Г. Коссовская и В.Д. Дриц [2] предложили использовать кристаллохимическую диаграмму, на которой вынесены значения K_{Fe} (степень железистости) и величины Al_{IV}, то количество алюминия (в ф.е.), которым замещён кремнезём в тетраэдрических позициях. При вычислении K_{Fe} используют данные о количествах Fe^{3+} и Al^{3+} в октаэдрах, в расчёте на ф.е. Согласно этому показателю выделяются: собственно иллиты с K_{Fe} от 0 до 0,2; Fe-иллиты с K_{Fe} от 0,2 до 0,4 и глаукониты с $K_{Fe} > 0,4$. Расчеты показывают, что по степени железистости в зеленовато-серых рудах наравне с глауконитом постоянно присутствуют железистые иллиты (табл. 3, т. 3).

Среди проанализированных образцов глауконита на кристаллохимической диаграмме (рис. 4) ясно обособились две группы полей фигуративных точек. Все неизмененные гидрослюдистые образования попадают ниже горизонтального пунктира, который отвечает максимальному тетраэдрическому заряду 0,62.

Выше обычно располагаются маложелезистые глиноземистые гидрослюды катагенетически измененных пород, пород начальных стадий метаморфизма и гидротермального генезиса. Фигуративные точки глауконитов, кроме областей самих глауконитов и ферроиллитов, также располагаются правее, т.е. являются более железистыми и с высокой величиной тетраэдрического заряда. Это объясняется, тем, что глаукониты представляют собой смешаннослойные

образования монтмориллонит-слюдистого состава [8], выражающееся в их гидратации, замещении гидроксидами железа и колебаниями содержания K^+ в составе.

Таблица 3 – Химический состав глауконита (%) и его кристаллохимические коэффициенты (ф.е.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,75	46,38	44,13	44,04	45,60	46,78	40,12	42,08	51,06
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,08	0,10	0,26
Al_2O_3	6,33	6,14	14,69	5,84	5,92	6,10	14,74	8,12	9,71
FeO*	26,97	28,92	19,12	27,00	29,19	26,64	22,27	29,75	21,53
MnO	-	-	-	0,12	-	-	0,39	0,03	0,08
MgO	-	-	-	0,71	-	-	2,20	1,95	2,28
CaO	-	-	-	0,85	-	-	0,49	0,26	0,67
Na_2O	0,96	0,44	0,65	0,22	-	0,34	0,25	0,08	0,18
K_2O	8,26	8,88	10,13	7,90	8,55	9,14	7,98	7,11	2,85
P_2O_5	1,3	0,6	-	1,10	-	-	0,29	0,33	0,17
V_2O_5	0,12		-	0,32	-	-	0,04	0,10	-
SO_3	0,22	0,10		0,42	-	-	0,24	0,08	0,05
Cl	0,05	0,04	-	0,09	-	-	0,03	0,03	0,16
Сумма	90,97	91,50	88,72	88,86	89,26	89,00	89,14	90,01	89,00
Si	*3,67*	*3,61*	*3,38*	*3,58*	*3,64*	*3,70*	*3,09*	*3,31*	*3,10*
Al	*0,33*	*0,39*	*0,62*	*0,42*	*0,36*	*0,30*	*0,91*	*0,69*	*0,90*
	4,00	***4,00***	***4,00***	*4,00*	***4,00***	***4,00***	***4,00***	***4,00***	***4,00***
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	*0,93*
Ti	-	-	-	*0,02*	-	-	-	*0,01*	*0,02*
Al	*0,26*	*0,18*	*0,70*	*0,14*	*0,19*	*0,27*	*0,43*	*0,07*	-
Fe^{3+}	*0,71*	*0,77*	*0,39*	*0,69*	*0,68*	*0,70*	*0,40*	*0,65*	*0,41*
Fe^{2+}	*1,06*	*1,11*	*0,83*	*1,14*	*1,26*	*1,06*	*1,03*	*1,30*	*1,00*
Mn	-	-	-	*0,01*	-	-	*0,03*	-	*0,01*
Mg	-	-	-	*0,09*	-	-	*0,25*	*0,23*	*0,27*
Ca	-	-	-	*0,07*	-	-	*0,04*	*0,02*	*0,06*
Na	*0,15*	*0,07*	*0,10*	*0,03*	-	*0,05*	*0,04*	*0,01*	*0,03*
K	*0,83*	*0,88*	*0,99*	*0,82*	*0,87*	*0,92*	*0,78*	*0,71*	*0,29*
	3,00	***3,00***	***3,00***	***3,00***	***3,00***	***3,00***	***3,00***	***3,00***	***3,00***
OH	***2,00***	***2,00***	***2,00***	***2,00***	***2,00***	***2,00***	***2,00***	***2,00***	-
O	-	-	-	-	-	-	-	-	*2,00*
K_{Fe}	0,73	0,81	0,36	0,84	0,78	0,72	0,48	0,91	1,00

Примечания:

1) FeO* = FeO + Fe_2O_3;

2) Точки анализов в зеленовато-серых глауконит-хлоритовых рудах;

3) $K_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al_{VI})$, степень железистости.

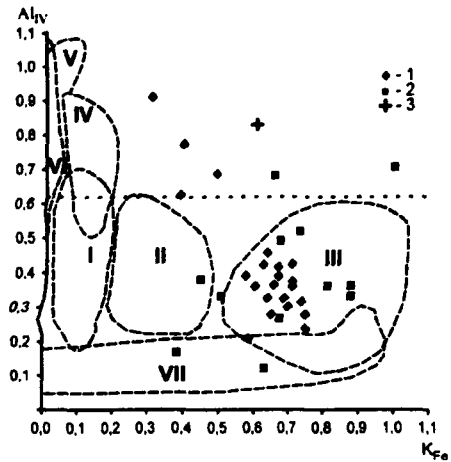

Рисунок 4 – Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд.
I – поле Al-гидрослюд и иллитов политипной модификации 1M-1Md, неизмененных катагенезом, II - ферроиллиты; III - глаукониты; IV – Al-иллиты 1M-1Md из катагенетически измененных пород; V – Al-иллиты и серициты из пород начальных стадий метаморфизма; VI – Al-иллиты гидротермального генезиса; VII - лейкофиллиты и селадониты; фигурными знаками нанесены конкретные анализы. Условные обозначения: 1 – глаукониты Восточный участок; 2 – глаукониты [8]; 3 – глауконит [4].

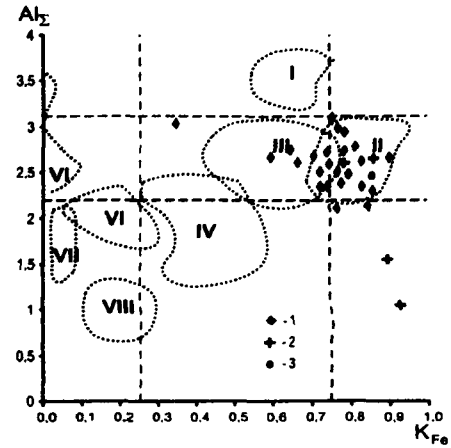

Рисунок 5 – Кристаллохимическая характеристика хлоритов различного генезиса.
I – ди-триоктаэдрические Al-Fe-Mg-хлориты; II – Fe-хлориты железных руд; III - Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; IV – Fe-Mg и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; V - Mg-хлориты эвапоритовых формаций; VI - Mg-хлориты из галитов и Mg-K-солей высоких стадий осолонения бассейнов; VII - Mg-хлориты из кимберлитов; фигурными знаками нанесены конкретные анализы. Условные обозначения: 1 – хлориты, Восточный участок; 2 – хлориты [4]; 3 – хлориты [1].

Хлориты широко распространены в зеленовато-серых глауконит-хлоритовых рудах, где находятся, в основном, в цементе, который представляет собой глинисто-хлоритовый агрегат. В сцементированных бурых гётит-гидрогётитовых рудах основная масса хлорита сосредоточена в концентрических зонах оолитов, выполняет каймы вокруг ооидов и трещины в оолитах.

Хлорит идентифицируется на рентгенограммах по базальным рефлексам 001, 002, 003, 004, 005 (1,40-1,43; 0,70-0,71; 0,470-0,472; 0,350-0,351; 0,282-0,285 нм). Железистые разности (лептохлориты) после прокаливания при 550° С в течении двух часов сокращают межплоскостное расстояние меньше, чем 1,4 нм. Такое поведение решетки лептохлоритов говорит об его гидратированном состоянии и аутигенном происхождении [5]. По данным термического анализа хлориты имеют двухступенчатый распад с интенсивным эффектом удаления основной части структурной воды при 600–700° С и имеет слабовыраженный (иногда отсутствующий) эффект дегидратации оставшейся части конституционной воды и распад решетки минерала в области 780–820°С.

Кристаллическая структура хлорита осадочного генезиса принадлежит к триоктаэдрическому ряду: $(R_x^{3+}, R_{6-x}^{2+})^{+x}_{6,00}[(Si_{4-x}Al_x)^{-x}_{4,00}O_{10}](OH)_8$, где в составе катионов R^{2+} и R^{3+}обычно присутствуют Mg^{2+}, Fe^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+} [9].
По химическому составу хлорит из руд Восточного участка относится к железистым разностям (табл. 4). Кристаллохимические формулы минерала рассчитаны на 10 катионов, все железо учитывается, как двухвалентное. Для достижения электронного нейтралитета хлорита 8 OH^- группа заменена последовательно на (7 OH^- + 1 O^{2-}), (6 OH^- + 2 O^{2-}), (5 OH^- + 3 O^{2-}) и т.д. Эта замена осуществляется пока валентность анионов не станет больше катионов (включая Fe^{2+}). В итоге избыток отрицательных зарядов компенсируется введением пропорционального количества Fe^{3+} за счет Fe^{2+}.

Повышенное содержание Fe^{3+}(до 3,24 ф.е.) обусловлено окислением Fe^{2+}, в связи с этим содержание OH-группы снижается до 1. В целом же при соблюдении электронейтральности зарядов хлориты содержат больше Fe^{2+} (до 3,69 ф.е.). Степень замещения Si^{4+} на Al^{3+} в хлоритах колеблется от 2,68 до 3,87 на ф.е. Невысокая степень изоморфного замещения в тетраэдрической позиции характеризует источник вещества для аутигенного хлорита. Это главным образом темноцветные минералы (биотит, амфиболы и др.) [9].

Одним из важных параметров, характеризующих хлориты, является степень железистости $K_{Fe} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Mg)$, т.к. существует непрерывная серия изоморфных замещений $Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$. Величина суммарного содержания алюминия (Al_Σ) в октаэдрических и тетраэдрических позициях в комбинации со степенью железистости (K_{Fe}) позволяют выявить хлориты разных генетических типов. Фигуративные точки хлоритов на кристаллохимической диаграмме главным образом попадают в поле Fe-хлоритов из осадочных железных руд, а часть из них – в поле Fe-Mg-хлоритов кластогенных формаций (рис. 5).

Таблица 4 – Химический состав железистого хлорита (%) и его кристаллохимические коэффициенты (ф.е.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	30,69	34,15	34,97	34,93	24,81	36,91	33,98	27,91	23,65	35,26	30,10	30,86	30,14
TiO_2	0,44	0,11	0,10	0,29	0,92	0,00	0,27	0,15	1,06	0,12	0,07	0,43	0,00
Al_2O_3	22,87	19,10	19,76	20,95	19,43	24,38	20,77	18,94	19,38	18,90	19,48	23,64	19,76
FeO*	34,94	36,70	32,95	31,96	45,60	26,60	32,92	39,96	42,95	35,07	40,29	30,74	39,15
MnO	0,13	0,04	0,05	0,05	0,24		0,09	0,25	0,24	0,02	0,01	0,07	0,18
MgO	1,60	2,18	2,14	2,00	1,48	1,88	2,40	1,41	2,03	0,98	0,48	3,13	0,44
CaO	0,70	0,29	1,64	0,67	0,80	1,82	0,71	1,50	1,39	2,20	2,33	2,33	2,60
V_2O_5	0,19	0,12	0,04	0,10	0,46			0,27	0,50	0,03	0,10	0,08	0,13
Сумма	91,56	92,68	91,66	90,96	93,74	91,59	91,14	90,40	91,20	92,58	92,86	91,28	92,39
Si	3,39	3,75	3,85	3,87	2,76	3,99	3,76	3,18	2,68	3,89	3,35	3,36	3,36
Al	0,61	0,25	0,15	0,13	1,24	0,01	0,24	0,82	1,32	0,11	0,65	0,64	0,64
	4,00	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**	**4,00**
Ti	0,04	0,01	0,01	0,02	0,08	0,00	0,02	0,01	0,09	0,01	0,01	0,04	0,00
Al	2,37	2,23	2,42	2,60	1,30	3,09	2,46	1,72	1,27	2,34	1,90	2,39	1,95
Fe^{3+}	0,14	0,99	0,71	0,48	0,75	0,92	0,74	1,05	0,82	0,75	0,74	0,18	0,68
Fe^{2+}	3,07	2,37	2,31	2,48	3,47	1,48	2,29	2,75	3,24	2,47	2,99	2,61	2,96
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Mg	0,26	0,36	0,35	0,33	0,25	0,30	0,40	0,24	0,34	0,16	0,08	0,51	0,07
Ca	0,08	0,03	0,19	0,08	0,10	0,21	0,08	0,18	0,17	0,26	0,28	0,27	0,31
V	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01
	6,00	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**	**6,00**
OH	6,00	5,00	5,00	5,00	7,00	4,00	5,00	6,00	7,00	5,00	6,00	6,00	6,00
O	2,00	3,00	3,00	3,00	1,00	4,00	3,00	2,00	1,00	3,00	2,00	2,00	2,00
	8,00	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**	**8,00**

Примечания: 1) FeO* = FeO + Fe_2O_3; 2) 1-13 – хлориты, Полынянский участок; 3) ф.е. – формульные единицы.

Выходы фигуративных точек за оконтуренные области отвечают хлоритам с высокими значениями Fe^{3+} (окисленные хлориты), или более глиноземистым разностям.

Исследования глинистых минералов оолитовых железных руд Бакчарского месторождения выявили особенности их строения и химизма. В структурном отношении по степени упорядоченности выделяются каолиниты и иллиты. Неупорядоченные разности каолинитов связаны с наличием смешанослойных образований типа каолинит-монтмориллонит. Присутствие такого рода образований свидетельствует, что образование каолинитов происходило за счет трансформации гидрослюды или иных глинистых минералов. Разная же степень упорядоченности иллитов указывает на то, что они формировались за счет преобразования смектита через промежуточные фазы. Начало процесса иллитизации фиксируется в переходных рудах менее упорядоченной разновидностью иллита. Гидрослюдизация происходит по схеме: смектит + K + Al → иллит + Si + Mg (и Fe), побочными продуктами становятся аутигенный кварц и хлорит [9]. В гётит-гидрогётитовых рудах отмечаются более упорядоченные разности иллитов, т.е. следующий этап преобразования смектита в иллит. Структура глауконитов главным образом гидрослюдистого типа, но некоторые индивиды представляют собой смешанослойные образования монтмориллонит-слюдистого состава, что выражается в значительной их гидратации, замещении гидроксидами железа, колебаниями содержания K^+ в составе. Хлориты по химическому составу являются железистыми разностями (лептохлориты). По кристаллохимическим особенностям лептохлориты являются седиментационными образованиями, источником для которых служил обломочный материал в виде темноцветных минералов (биотит, амфиболы и др.)

Таким образом, в оолитовых рудах отмечается две ассоциации глинистых минералов, образованные в разных физико-химических условиях. Глауконит, хлорит и иллит формируются в слабощелочных и щелочных условиях при низком значении окислительно-восстановительного потенциала. В щелочной среде морского осадка происходит растворение вещества органических остатков и обломков силикатов, с одновременным синтезом новых слоистых минералов, устойчивых к этим условиям. Если процесс начинается в самой верхней части осадка, где среда слабощелочная, то образуется гидрослюда. Если, в глубине осадка, или при переносе их в более отдаленные от берега части бассейна, где щелочность выше, то начинается образование смектита [3]. Формирование же каолинита реализуется непременно под воздействием кислых растворов с низкими значениями pH ~ 6 [6, 9]. Этому способствовало изменение гидродинамического режима и смешение континентальных вод с морскими. Далее окисление исходных минеральных парагенезисов вело к повышению кислотности среды минералообразования и трансформации глинистых минералов в каолинит.

Литература

1. Бабин А.А. Геолого-гидрологическое строение и полезные ископаемые листа 0-44-XXIX (окончательный отчет Бакчарской геолого-съемочной партии по работам за 1962-1964 гг.) / А. А. Бабин и др. – Томск, 1964.
2. Дриц В.А. Глинистые минералы: Слюды, хлориты / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская // Тр. ГИН АН СССР, Вып. 465. – М.: Наука. 1991. – 174 с.
3. Жабин А.В. Аутигенное минералообразование в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, Д.А. Дмитриев // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 2002. – № 1. – С. 84–94.
4. Западно-Сибирский железорудный бассейн / гл. ред. Ф. Н. Шахов. - Новосибирск: РИО СО РАН СССР, 1964. – 447 с.
5. Котельников Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород / Д.Д. Котельников, А.И. Конюхов. – М.: Недра, 1986. – 247 с.
6. Минералы: Слоистые силикаты (смектиты, хлориты, смешанослойные), слоистые силикаты со сложными тетраэдрическими радикалами: Справ. Т.4, Вып. 2 / Гл.ред. Ф.В.Чухров. - М.: Наука, 1992. – 662 с,
7. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. – Новосибирск: АН СССР, 1967. – 129 с.
8. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. – Новосибирск, 1977. – 321 с.
9. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. – М.: ЭСЛАН. 2008. – 356 с.
10. Mückea A. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and // Ore Geology Reviews 26, 2005. – P. 227–262.

МИНЕРАЛОГИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИНДЕРТИНСКОГО МАССИВА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

А.А. Баева, С.И. Коноваленко, О.В. Бухарова
Томский государственный университет, г. Томск
e-mail:annab@ggf.tsu.ru

Пегматиты редкометальной формации, открытые в середине прошлого столетия в ходе геолого-съемочных работ в центральной части Монгольского Алтая [2, 4, 9], пространственно и генетически связаны с гранитами Индертинского массива. Гранитный плутон приурочен к складчатой структуре Уйэнчинского прогиба ограниченного Булганским и Тургенгольским разломами. Он выходит в месте сочленения субширотного Карагайтинского разлома с меридиональными нарушениями [1]. Массив представляет собой