

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНА БАКЧАРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 09-05-00647_а и № 11-05-98016-р_сибирь_а.

Приведены результаты изучения химического состава подземных вод района Бакчарского месторождения, а также результаты расчета равновесий в системе «вода – порода». Показано, что воды относятся к кремнистому кальциево-железистому геохимическому типу вод и способны образовывать ассоциацию вторичных железистых минералов, наблюдаемую в осадочных железорудных месторождениях типа Бакчарского.

Ключевые слова: геохимия подземных вод; система «вода – порода»; Бакчарское железорудное месторождение.

В зоне гипергенеза и более глубоких горизонтах, включая артезианские бассейны и их склоны, ниже зоны окислительной геохимической обстановки, широким распространением пользуются железосодержащие подземные воды [1]. Основные факторы и закономерности такого распределения железа в водах известны, сложнее обстоит дело с источниками и механизмами накопления этого элемента в водах. Для выявления этих проблем начиная с 2008 г. нами проводится изучение конкретных условий формирования железосодержащих вод с использованием термодинамического моделирования процессов в системе «вода – порода» на территории Томской области [2, 3]. В данной работе представлены результаты одного из этапов этих исследований – изучение геохимии подземных вод района крупнейшего Бакчарского железорудного месторождения.

К сожалению, геохимия подземных вод непосредственно рудоносных горизонтов не изучена. Авторами за три года (2009–2011 гг.) были организованы и проведены экспедиционные работы на территории Бакчарского и близлежащих районов Томской области: отобраны 33 пробы подземных вод (рис. 1). В каждой точке гидрогеохимического опробования *in situ* определены параметры среды Eh, pH, T, Fe²⁺ и Fe³⁺. Макрокомпонентный и микрокомпонентный составы воды исследовались в Проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории (ТПУ), зарегистрированной в Системе аналитических лабораторий Госстандарта России. Изучение термодинамических равновесий в системе «вода – порода» проходило при помощи программного комплекса HydroGeo, подготовленного М.Б. Букаты [4] и сертифицированного в Росатомнадзоре.

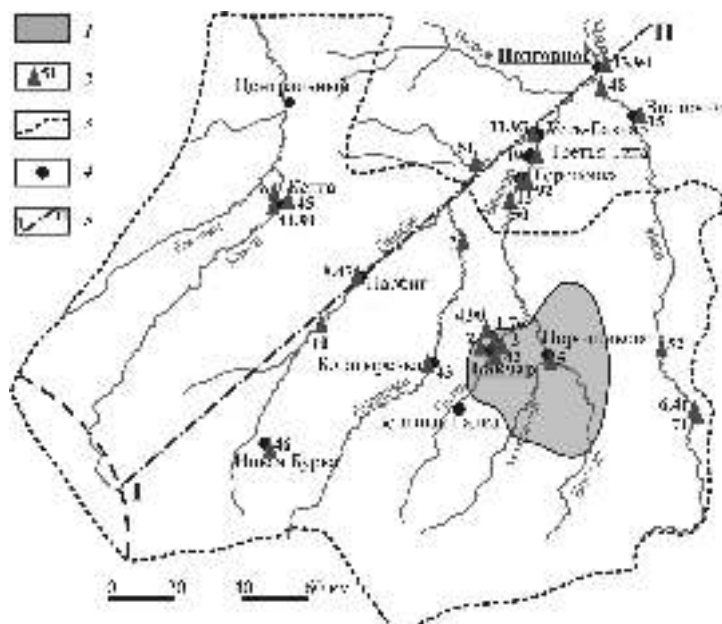


Рис. 1. Схема расположения пунктов отбора проб воды: 1 – Бакчарское железорудное месторождение; 2 – скважины и их номер; 3 – граница Бакчарского района; 4 – населенные пункты; 5 – линия гидрогеохимического разреза (см. рис. 2)

Район исследований

Район исследования расположен в 200 км к северо-западу от г. Томска в слабо обжитом таежно-болотистом районе. Здесь располагаются два крупных месторождения железистых руд – Бакчарское и Парбигское. Первое располагается в междуречье рр. Андарма и Икса, притоков р. Чая (рис. 1); второе – в вер-

ховье р. Парбиг. Возраст рудоносных отложений от турона до эоцена. Они состоят из кварц-хлорит-глауконитовых песчаников, песков и алевролитов с прослоями гравелитов. На лучше изученном участке, по данным девяти скважин, средняя мощность рудоносной залежи наиболее продуктивного бакчарского горизонта 25,7 м при среднем содержании железа 37,4% и средней мощности перекрывающих пород 191 м.

Руды сформированы в песчаных, хорошо проницаемых отложениях, перекрытых сверху и снизу менее проницаемыми глинами и алевролитами. Очень важно, что изначально пески являлись кварцево-железистыми, содержали глауконит, магнетит, ильменит, полевые шпаты, биотит, мусковит, пироксен, сфен, роговую обманку и другие алюмосиликаты. Через эти горизонты с самого начала их формирования фильтровались огромные массы воды. Такая гидрогеологическая ситуация сохранилась и до наших дней.

Гидрогеологический разрез региона характеризуется двухэтажным строением, объединяющим две гидродинамические зоны: интенсивного и замедленного водообмена. Замедленный водообмен характерен для нижней части гидрогеологического разреза и объединяет, согласно общей гидрогеологической схеме Западно-Сибирского артезианского бассейна, три водоносных комплекса: водоносный комплекс отложений сеноманского, альбского и аптского возраста, водоносный комплекс отложений баррет-готеривского и валланжинского возраста и водоносный комплекс юрского возраста. Граница зоны замедленного водообмена подтверждается гидрогеохимическими показателями и, прежде всего, повышенной величиной общей минерализацией ($> 1 \text{ г/дм}^3$). Максимальная мощность зоны интенсивного водообмена достигает 800 м.

Зона активного водообмена включает в себя два водоносных комплекса: отложения антропогенного и неоген-олигоценного возраста ($Q - P_3$) и турон-нижнеолигоценного возраста ($K_2 - P_3$). Максимальная мощность зоны интенсивного водообмена достигает 800 м.

Территория Бакчарского месторождения расположена в сильно обводненных отложениях, представленных двумя верхними водоносными комплексами, состоящими из пяти горизонтов. Воды этих горизонтов являются частью единой гидродинамической системы Западно-Сибирского артезианского бассейна. Водоносные горизонты разделены выдержанными водоупорными породами. Воды всех горизонтов напорные, что говорит о наличии отдаленной, но, вероятно, единой области питания. Коэффициент фильтрации по ограниченному данным составляет 3–5 м/сут, что является весьма большим значением для глубин 200–400 м. Рудные горизонты также относятся к водоносным, хотя перемежаются с горизонтами глауконит-лептохлоритовыми глинистыми рудами, весьма слабо водопроницаемыми, и с глинами морского происхождения [5].

Первый от поверхности постоянно действующий водоносный горизонт приурочен к песчаным отложениям четвертичного и верхнеолигоценного возраста тобольской ($Q_{II} \text{ tb}$) и лагернотомской ($P_3 \text{ lt}$) свит. Их общая мощность достигает 50 м.

Второй водоносный горизонт представлен песчано-алевритовыми отложениями среднего олигоцена новомихайловской свиты ($P_3 \text{ nm}$), мощность которых достигает 40–50 м.

Третий водоносный горизонт сложен песками верхнеэоцен-нижнеолигоценного возраста юрковской свиты ($P_{2-3} \text{ jur}$). Мощность водовмещающих пород превышает 50 м. Воды активно используются большинством водозаборов хозяйственно-питьевого назначения, в том числе пос. Бакчар, Поротниково.

Четвертый водоносный горизонт приурочен к отложениям ганькинской свиты ($K_2 \text{ gn}$), образован обводненными песками мощностью до 25–30 м. Он, без разделяющего водоупора, переходит непосредственно в железорудную толщу.

В основании гидрогеологического разреза, под рудной толщей, залегает пятый водоносный горизонт, приуроченный к отложениям песков нижней части ипатовской свиты ($K_2 \text{ ip}$).

Химический состав подземных вод

Результаты лабораторных исследований некоторых подземных вод района представлены в таблице. Глубина отбора от 20 до 400 м.

Подземные воды трех первых от поверхности водоносных горизонтов ($Q_{II} \text{ tb} - P_3 \text{ lt}, P_3 \text{ nm}, P_{2-3} \text{ jur}$) залегают в песчано-гравийных, с прослоями глин, суглинков и лигнитов, отложениях. Они являются пресными (минерализация от 0,4 до 0,7 г/л, в среднем 620 мг/л), нейтральными и слабощелочными (рН 6,8–7,8), жесткими (5–9,4 мг-экв/л), гидрокарбонатными кальциевыми и кальциево-магниевыми (рис. 2). Эти воды обогащены Fe до 10 мг/л, в среднем 4 мг/л, что превышает предельно допустимые концентрации (ПДК) для питьевых вод в 13–30 раз. Также в повышенных концентрациях содержится Mn до 2 мг/л, что в 20 раз превышает ПДК. Содержание перманганатной окисляемости (ПО) колеблется от 2 до 5 мгО/л, кремния – от 8 до 16 мг/л. Воды данных горизонтов используются для питьевого водоснабжения не только Бакчарского района, но и в Томске и Томской области.

Подземные воды верхнемеловых отложений включают в себя два водоносных горизонта, приуроченных к песчано-глинистым образованиям ганьковской ($K_2 \text{ gn}$) и ипатовской ($K_{1-2} \text{ ip}$) свит. Воды ганьковской свиты пресные, но уже с более повышенной минерализацией (0,6–1,2 г/л). Наблюдается смена состава вод от гидрокарбонатных кальциевых до гидрокарбонатных натриевых (содовых). Отсюда большой разброс значений по жесткости (от 0,3 до 9,6 мг-экв/л). Относительно выше залегающих вод отличаются повышенной щелочностью (рН 6,8–8,6). Ион хлора в повышенных содержаниях присутствует практически во всех пробах. Содержание колеблется от 2 до 139 мг/л, в среднем составляет 48 мг/л. Иногда в повышенных концентрациях встречается сульфат-ион до 11 мг/л. Содержание Fe в водах, наоборот, уменьшается до 2,9 мг/л в среднем, но в целом все еще высокое. Уменьшается содержание марганца до уровня ПДК, а также содержание Si и ПО.

Воды ипатовской свиты вскрывает в районе лишь одна скважина у д. Кенга на глубине 370–390 м. Из нее отобраны две пробы воды (№ 44, 91). Это уже минерализованные воды (M от 2,4 до 2,7 г/л), по составу хлоридные натриевые, с щелочной реакцией среды (рН 7,8–8,1) и низким значением жесткости (4 мг-экв/л). Содержание Fe резко уменьшается до уровня ПДК. Уменьшается также в 2 раза содержание Si. ПО остается на уровне вышележающих вод.

Как следует из этих данных, в четвертичных и палеогеновых отложениях развиты пресные, а в меловых – пресные и солоноватые воды (рис. 2). Все это подтвер-

ждает высокую проницаемость геологических структур этого региона.

Практически все подземные воды района, как и всего региона, содержат повышенные и высокие концентрации ионов Fe до 30 мг/л [7, 2]. При этом в водах четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложений

(первого водоносного комплекса) содержание железа в 1,5–2 раза выше, чем в водах верхнемеловых отложениях. Железо в подземных водах представлено в основном двухвалентной формой Fe²⁺ (90...95%), и эта форма является основной миграционной формой ионов железа в рассматриваемых водах.

Характеристики и химический состав подземных вод района Бакчарского месторождения

Номер пробы	Населенный пункт	Температура, °С	Eh	pH	Σ	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe _{общ}	Fe ²⁺	Si	Mn	ПО
			mВ	-													
Три первых от поверхности водоносных горизонта (Q _{II} tb-P ₃ lt, P ₃ nm, P ₂₋₃ jur)																	
2	Бакчар	5	-10	7,3	527	403	2,6	0,6	94	15,9	9,5	1,2	3,3	3,0	8,1	0,49	2,1
4	Вавилонка	7	-66	7,3	641	488	2,2	7,5	102	22,0	18,0	1,6	4,0	3,8	11,3	0,13	2,5
7	Высокий Яр	6	-79	7,1	561	415	2,1	4,0	102	8,5	28,0	1,6	2,7	2,4	13,7	0,17	4,6
8	Парбиг	5	-38	7,1	643	492	1,0	0,8	114	19,5	15,0	1,2	2,3	2,0	12,9	0,37	3,0
9	Кенга	4	-98	7,5	410	305	2,1	1,8	82	11,0	7,5	0,9	7,5	6,0	8,3	0,42	2,8
10	Кедровка	5	-32	7,4	693	525	2,2	0,9	112	22,0	30,0	1,2	2,1	2,0	13,6	0,28	4,6
12	Гореловка	6	-76	6,9	675	512	3,2	6,2	126	20,7	6,0	1,3	9,5	8,0	8,83	0,19	4,3
13	Подгорное	5	-68	7,1	721	512	2,7	35,5	114	28,1	27,0	1,3	6,0	5,2	11,0	0,20	4,6
15	Восточное	5	-55	7,1	638	488	2,6	1,2	114	15,9	15,0	1,4	5,3	4,9	10,6	0,14	4,9
42	Бакчар	11	-55	6,8	551	390	0,1	0,6	94	12,2	16,0	0,8	1,4	1,4	12,0	-	-
45	Кенга	6	-21	7,6	609	451	0,1	0,9	100	17,1	14,0	1,0	1,8	1,4	15,4	-	-
46	Новая Бурка	10	193	7,6	540	384	0,1	0,7	90	17,1	10,0	0,7	0,2	0,1	12,9	-	-
48	Григорьевка	12	-17	7,8	589	409	0,1	6,8	82	23,2	18,5	1,2	4,0	4,0	12,2	-	-
50	Овражное	10	-42	7,5	740	549	0,1	4,0	104	31,7	30,0	1,7	5,7	5,7	13,8	-	-
51	Бундор	8	33	7,1	707	506	0,1	1,0	112	20,7	22,5	1,2	2,9	0,2	16,0	-	-
52	Бородинск	11	-20	7,7	673	506	0,1	0,9	106	30,5	12,5	0,9	5,5	0,6	9,8	-	-
92	Гореловка	7	-105	7,0	641	464	0,5	3,6	118	24,7	8,5	1,4	9,8	9,3	8,0	-	5,1
94	Подгорное		-80	7,2	590	384	0,5	35,5	94	18,3	30,7	1,1	5,5	5,1	10,9	-	5,4
Водоносный комплекс отложений верхнего мела (K ₂ gn, K ₂ ip)																	
1	Бакчар	7	-46	7,2	886	634	11,3	22,4	116	35,4	65,0	2,2	1,1	0,8	10,8	0,10	3,8
3	Бакчар	10	-150	8,6	726	390	9,7	59,3	2	2,4	225,0	1,4	4,3	4,0	4,0	-	1,0
5	Поротниково	7	-28	7,3	835	634	2,1	1,7	112	23,2	60,0	2,0	2,0	1,7	9,1	0,19	3,7
6	Плотниково	6	-37	7,2	1062	744	2,4	51,1	126	40,3	95,0	2,7	2,2	2,0	10,1	0,13	3,7
11	Усть-Бакчар	5	-45	7,0	871	525	2,2	115,4	126	24,4	76,0	2,1	6,3	6,0	13,9	0,65	4,5
41	Плотниково	8	-36	6,9	1168	817	0,1	12,8	138	31,7	95,0	2,5	1,3	1,1	12,0	-	-
43	Богатыревка	11	-78	8,2	594	378	6,0	23,4	4	1,2	170,0	1,0	0,3	0,2	6,2	-	-
44	Кенга	11	-100	8,1	2652	402	0,1	1266,6	46	20,7	900,0	6,0	0,4	0,4	7,5	-	3,4
49	Нижняя Тига	8	-14	7,2	800	561	0,1	5,2	104	26,8	43,0	2,2	3,1	0,6	15,0	-	-
91	Кенга	11	-109	8,0	2427	359	0,1	1189,0	46	25,0	800,0	7,8	0,5	0,5	5,4	-	-
93	Усть-Бакчар	7	-58	7,4	868	503	0,5	138,5	116	31,7	77,5	1,8	10,3	9,8	5,3	-	5,3

Примечание. Σ – общая минерализация; ПО – перманганатная окисляемость; «-» – нет данных.

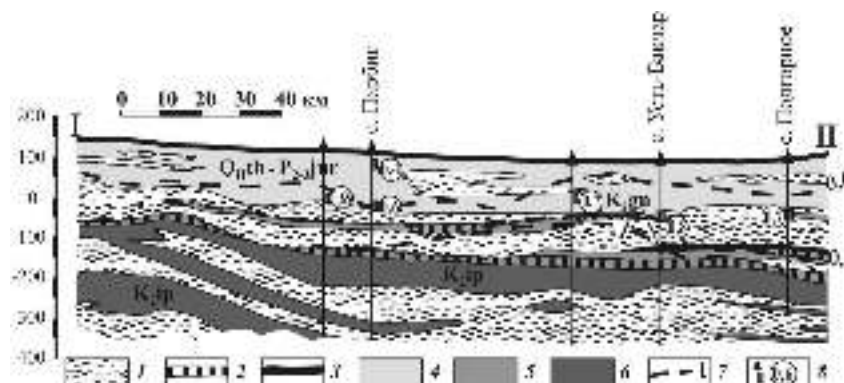


Рис. 2. Схематический гидрогеохимический профиль по линии I-II (см. рис. 1). Составлен на основе геологического разреза [6].
 1 – глинистые практически не водоносные породы; 2 – песчаники ожежененные (Fe = 20–30%); 3 – железные руды (Fe = 30–45%);
 (4–6) – площади распространения вод с минерализацией (в г/л) различного ионно-солевого состава:
 4 – до 0,7 (HCO₃-Ca и HCO₃-Ca-Mg pH 6,8–7,8); 5 – 0,6–1,2 (HCO₃-Ca и HCO₃-Na pH 6,8–8,6); 6 – > 2,5 (Cl-HCO₃⁻-Na и Cl-Na pH > 8);
 7 – изолинии минерализации; 8 – скважины и интервалы опробования (в кружке – минерализация воды, г/л)

Равновесие подземных вод с вмещающими породами

Принято считать, что главным источником железа выступают его основные минералы: сульфиды, оксиды и карбонаты. Разработанные 40–50 лет назад схемы формирования железосодержащих вод в основном сохранились, хотя очевидно, что они не соответствуют фактически наблюдаемым данным. Все рассмотренные источники в водах и процессы его мобилизации в природе имеют место, но они формируют локальное совершенно исключительное явление, частный случай и не приводят к образованию целых провинций, в которых практически повсеместно (на той или иной глубине) развиты железистые воды. Региональный и более естественный механизм мобилизации железа – это растворение алюмосиликатов водой, т.е. объяснение проблемы железосодержащих вод с позиций общей теории взаимодействия воды с горными породами [8, 9].

Были проведены термодинамические расчеты состояния равновесия подземных вод и с различными карбонатными и алюмосиликатными минералами (рис. 3, 4). Расчеты показали, что все воды неравновесны с первичными минералами водовмещающих пород: полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, гранатами, пироксенами, роговыми обманками, эпидотом, хлоритом и многими другими, поля равновесия которых располагаются еще выше за пределами рисунка. Вместе с тем исследуемые воды равновесны с монтмориллонитами, иллитами, каолинитом и другими глинами, а также кальцитом и сидеритом (рис. 4). Следовательно, в этих условиях минералы первой группы активно растворяются, особенно пироксены, эпидот и роговые обманки, которые неустойчивы в этих условиях и, соответственно, выступают источником железа и других элементов. Затем в результате инконгруэнтного растворения формируют вторичные минералы, связывающие часть Si, Al, Ca, Mg, Na, K и Fe.

На рис. 4, *e* представлена диаграмма полей устойчивости части вторичных железистых алюмосиликатов и сидерита с нанесением данных по составу исследуемых подземных вод. На диаграмме показаны поля устойчивости Fe-селадонита (гр. глауконита) $KFeAlSi_4O_{10}(OH)_2$ и дафнита (гр. хлорита) $Fe_5Al_2S_{13}O_{10}(OH)_8$. Нетрудно видеть,

что равновесие подземных вод устанавливается и с этими минералами. Следовательно, подземные воды района Бакчарского месторождения насыщены не только различными окислами, гидроокислами, карбонатами Fe, но и глинистыми алюмосиликатами Fe, которые здесь поэтому и образуются.

Согласно используемой нами классификации [8, 9] названия водам дается по составу тех элементов, которые связываются кристаллической решеткой образуемого в этой системе вторичного минерала. В нашем случае воды относятся к *кремнистому кальциево-железистому геохимическому типу вод*. Кремнистые Ca-Fe воды формируются в верхних горизонтах многих артезианских бассейнов, в корах выветривания, зонах тектонических нарушений, в массивах кристаллических пород, межгорных бассейнах и т.д. Такие воды имеют максимальное (несколько десятков мг/л) содержание железа среди подземных вод хозяйственно-питьевого назначения и формируют целые провинции, связанные с зональным распределением химических элементов в водах. Такие провинции отличаются высоким содержанием Fe и других элементов (Mn, Sr, Se, V, Mo, иногда Cr, Be, As, F).

Таким образом, фильтрующаяся вода в первую очередь растворяла полевые шпаты и другие минералы терригенной составляющей вмещающих пород. При этом сложилась геохимическая среда, близкая по основным параметрам (pH, Eh, O_2 , CO_2 , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Si, соленость и т.д.) к современной. Наиболее характерные черты этой среды – глеевая околонеутральная обстановка, пресные и слабосоленоватые воды, повышенные содержания Fe. Такая среда, в первую очередь, обеспечила образование гидроокислов и карбонатов Fe: гидрорегитита и сидерита. Si и Al при этом, как и обычно, связывались глинами, но повышенные содержания в водах Fe и Mg обеспечивали условия, при которых вместо монтмориллонита формировались железистые хлориты (лептохлориты) и, вероятно, глауконит. Естественно, что при этом частично формировались и другие глинистые минералы (иллит, монтмориллонит, глауконит и др.), а также кальцит, с которым такие воды всегда равновесны. Говоря иначе, формировался тот набор вторичных минералов, который мы и наблюдаем на месторождении.

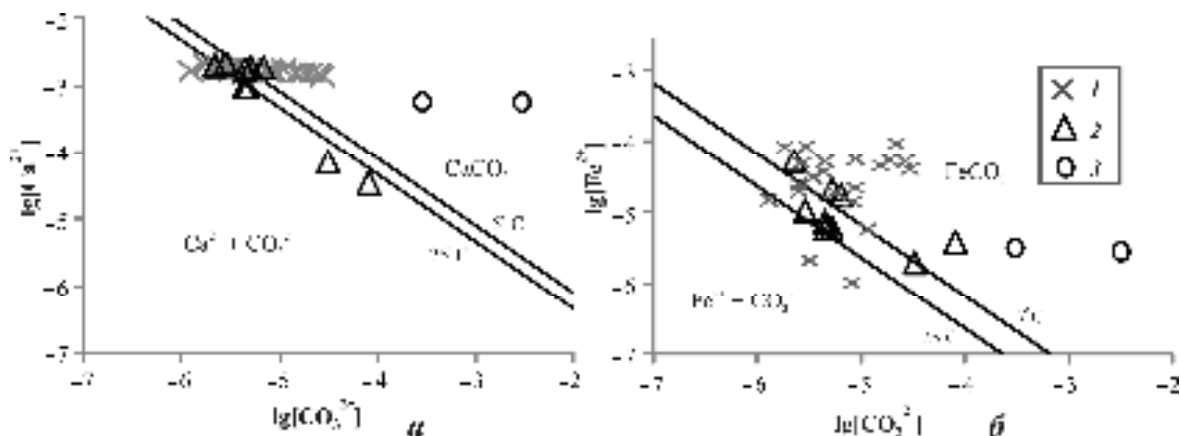


Рис. 3. Равновесия подземных вод Бакчарского района с кальцитом (а) и сидеритом (б) при пластовой и стандартной температурах: 1 – воды трех первых от поверхности водоносных горизонтов (Q_{II} тб – P_3 lt, P_3 nm, P_{2-3} jur); 2 – воды ганьковской свиты (K_2 gn); 3 – воды ипатовской свиты (K_{1-2} ip)

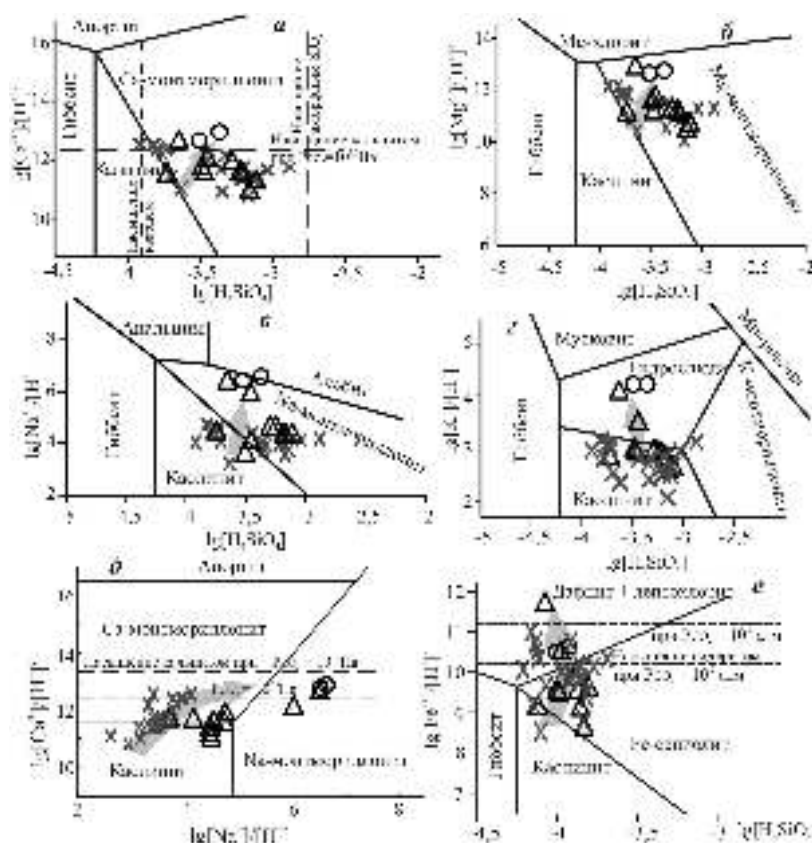


Рис. 4. Диаграмма равновесия кальциевых (а), магниевых (б), натриевых (в), калиевых (г), кальциево-натриевых (д) и железосодержащих (е) минералов с подземными водами Бакчарского района. См. условные обозначения на рис. 3. Стрелкой серого цвета показано направление эволюции состава вод

Выводы

Подземные воды района Бакчарского железорудного месторождения, заключенные в пяти водоносных горизонтах, практически повсеместно содержат повышенные и высокие концентрации ионов Fe до 30 мг/л. Воды от пресных до слабоминерализованных, по составу от гидрокарбонатных кальциевых до гидрокарбонатных натриевых и даже хлоридных натриевых. Обогащены, кроме железа, также марганцем, органическим веществом и обеднены свободным O₂. При этом в водах четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложений содержание железа в 1,5–2 раза выше, чем в водах верхнемеловых отложениях. Как показали термодинамические расчеты, воды равновесны с гидро-

окислами, карбонатами и глинистыми алюмосиликатами Fe, т.е. в системе образуются гидрогетит, сидерит, лептохлорит. Также формируются кальцит и другие глинистые минералы: иллит, монтмориллонит, глаукоцит. Поэтому глубже по разрезу появляются содовые воды, обедненные кальцием и железом. Однако эти элементы продолжают поступать в раствор вследствие неравновесного состояния вод с вмещающими первичными алюмосиликатами, т.е. постоянного их растворения. В нашем случае, по принятой классификации С.Л. Шварцева, воды относятся к кремнистому кальциево-железистому геохимическому типу вод и способны образовать ассоциацию вторичных железистых минералов, наблюдаемую в осадочных железорудных месторождениях типа Бакчарского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
2. Иванова И.С., Лепокурова О.Е., Шварцев С.Л. Железосодержащие воды Томской области // Разведка и охрана недр. 2010. № 11. С. 58–62.
3. Иванова И.С., Лепокурова О.Е. Химический состав железосодержащих питьевых подземных вод юго-западной части Томской области // Известия Томского политехнического университета. 2011. № 1. С. 145–149.
4. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия Томского политехнического университета. 2002. Т. 305, № 6. С. 348–365.
5. Гринёв О.М., Григорьева Е.А., Бу Е.А., Тюменцева Е.П. Геолого-геохимические особенности основных типов руд Бакчарского железорудного месторождения // Нефть. Газ. Геология. Экология: современное состояние, проблемы, новейшие разработки, перспективные исследования: материалы «круглых столов». Томск: Изд-во ТПУ, 2010. С. 129–149.
6. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. 130 с.
7. Ермашова Н.А. Железистые воды юго-востока Западно-Сибирского артезианского бассейна // Геология, гидрогеология и инженерная геология Западной Сибири: сб. науч. тр. Тюмень: ТюмИИ, 1982. С. 3–10.
8. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
9. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы «вода – порода». Т. 2: Система «вода – порода» в зоне гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 22 сентября 2011 г.