

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОДОВЫХ ВОД ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (Западная Сибирь)

О.Е. Лепокурова^{1,2}, С.Л. Шварцев^{1,2}

¹Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 634055, Томск, просп. Академический, 4, Россия

²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 30, Россия

Приведены результаты исследований содовых вод Чулымо-Енисейского артезианского бассейна. Показано, что данные воды развиты здесь повсеместно в пределах осадочных меловых или юрских отложений на глубинах примерно от 100—300 м до 1.5—2.3 км. При этом по условиям проявления, минерализации и pH можно разделить их на три группы: I тип развит до глубин 600 м и характеризуется pH от 7.4 до 8.4, соленостью до 0.5 г/л; II тип залегает на глубинах 0.6—2.3 км и отличается более высокими значениями минерализации 0.7 до 4.1 г/л и pH от 8.0 до 8.9; III тип содовых вод («Омега») занимает локальный участок среди II группы и отличается уникальным составом: при высокой щелочности pH 9.0—10.3 воды исключительно маломинерализованные 0.2—0.6 г/л. Последнему типу уделено особое внимание с приведением результатов исследований микрокомпонентного, газового и изотопного составов. Впервые объясняется природа их низкой солёности и высокого показателя pH. С учетом изотопных данных (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) установлено, что содовые воды всех трех типов имеют инфильтрационное происхождение и биогенный источник углекислоты. Расчеты равновесий в системе вода—вмещающие минералы показали, что все содовые воды неравновесны со многими первичными алюмосиликатными минералами, но при этом равновесны с широким набором карбонатов и глин. Установлено, что в направлении от I группы к III количество равновесных с водой минералов непрерывно растет (до альбита, микроклина, мусковита, биотита). С учетом полученных данных приведены схемы формирования разных типов содовых вод в исследуемом бассейне в соответствии с разными этапами эволюции системы вода—порода—газ—органическое вещество и времени эволюции каждой из этих систем.

Содовые воды, условия распространения, химический и изотопный состав, система вода—порода, механизмы формирования, равновесие, Чулымо-Енисейский бассейн.

GEOCHEMISTRY OF SODA WATERS OF THE CHULYM–YENISEI ARTESIAN BASIN (West Siberia)

O.E. Lepokurova and S.L. Shvartsev

Results of studies of soda waters of the Chulyum–Yenisei artesian basin are presented. It is shown that these waters are ubiquitous within Cretaceous or Jurassic sediments at depths of ~100–300 m to 1.5–2.3 km. According to the formation conditions, mineralization, and pH, they are divided into three groups: Type I waters spread to a depth of 600 m and have pH = 7.4–8.4 and TDS \leq 0.5 g/L, type II soda waters occur at depths of 0.6–2.3 km and are characterized by pH = 8.0–8.9 and TDS = 0.7–4.1 g/L, and type III waters («Omega») form a local segment among type II waters and have a unique composition: high alkalinity (pH = 9.0–10.3) and low mineralization (TSD = 0.2–0.6 g/L). We focus special attention on type III waters and present results of studies of their microcomponent, gas, and isotope compositions. The cause of their low salinity and high pH is explained for the first time. Taking into account the isotope data (δD , $\delta^{18}O$, and $\delta^{13}C$), we have established the infiltration origin of soda waters of the three types and the biogenic source of their carbon dioxide. Calculations of equilibria in the water–host–mineral system have shown that all soda waters are in disequilibrium with many primary aluminosilicate minerals but are in equilibrium with a wide range of carbonates and clays. In passing from type I to type III waters, the number of minerals in equilibrium with water continuously increases (albite, microcline, muscovite, and biotite). Taking into account the data obtained, we present schemes of formation of different types of soda waters in the studied basin at different stages of the evolution of the water–rock–gas–organic-matter system and estimate the time of each system.

Soda waters, conditions of water spread, chemical and isotope compositions, water–rock system, formation mechanisms, equilibrium, Chulyum–Yenisei basin

ВВЕДЕНИЕ

Содовые воды в последнее время являются объектом особого внимания исследователей, поскольку их формирование обусловлено взаимодействием воды с алюмосиликатными минералами, т.е. проблемой, которая вызывает повышенный интерес ученых. В некотором смысле содовые воды служат зеркалом противоречий в современной гидрогеохимии в этом вопросе [Шварцев, 2004]. В течение долгого времени механизм формирования содовых вод объясняли процессами катионного обмена, которые впервые были предложены почвоведом для объяснения образования соды в солонцах и солончаках, широко развитых в почвах степных ландшафтов (К.К. Гедройц, У.П. Келли, И.Н. Антипов-Каратаев, В.А. Ковда, К.Я. Кожевников и др.). Позже эту идею подхватили некоторые гидрогеологи (В.А. Сулин, А.Н. Бунеев, Г.Н. Каменский, Е.В. Пиннекер, Дж.Дж. Драйвер и др.). В настоящее время ее активно развивают В.Г. Попов и Р.Ф. Абрахманов [2013], а также некоторые другие исследователи [Blake, 1989; Kimura, 1992; Matthes et al., 1992; Appelo, Postma, 1994; Гавришин, 2005; Шварцев, Ван, 2006].

Неспособность гипотезы катионного обмена объяснить многие детали формирования содовых вод вызывает ее критику и стимулирует поиск новых подходов к решению проблемы содовых вод. Среди них давно известна так называемая геологическая гипотеза, согласно которой сода образуется в процессе выветривания массивно-кристаллических и осадочных пород (Ф.Ф. Кларк, М.И. Кучин, И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова, Ю.Р. Никольская, Е.В. Посохов, К.Ф. Филатов и др.), хотя она не может объяснить, почему происходит избирательное концентрирование Na в растворе, тогда как при выветривании алюмосиликатов в воду переходят все катионы, включая Na, K, Ca и Mg. Выход из этой ситуации исследователи пытаются найти двумя путями: 1. Выявлением связи содовых вод с типом выветривающихся горных пород. Особенно категоричен в этом плане Е.В. Посохов [1969, с. 10], который считает, что благоприятная обстановка для формирования содовых вод создается только в массивах щелочных гранитов, богатых натриевыми полевыми шпатами, и в «песчаниках, песках, конгломератах, представляющих собой продукт разрушения изверженных пород соответствующего минерального состава» и 2. Выявлением связей содообразования с определенным климатом, который якобы контролирует температурную дифференциацию солей, меняет подвижность элементов, сорбционную емкость продуктов выветривания, интенсивность биологического круговорота элементов и т.д. Так, обобщая данные по почвам содового засоления юга Западной Сибири, Н.И. Базилевич [1965, с. 36] делает вывод, что «необходимое для возникновения содовых аккумуляций отчленение в растворах гидрокарбонатов Na от солей Ca и Mg обеспечивается явлениями сорбции в связи с большей энергией поглощения Ca и Mg, нежели Na». Оба эти подхода весьма уязвимы и не подтверждаются конкретными данными [Шварцев и др., 2007]. Поэтому поиски решения проблемы содообразования продолжаются [May, 1998; Казанцев, 1998; Jankowski, McLean, 2001; Шварцев и др., 2007; Крайнов и др., 2012; Christian et al., 2016]. В этом плане значительный интерес могла бы представлять концепция, развиваемая С.Р. Крайновым с соавторами [2012], о кальциевом и содовом направлениях эволюции состава подземных вод. К сожалению, конкретный механизм формирования содовых вод неглубокого залегания авторами этой концепции не рассмотрен.

С нашей точки зрения, проблема содовых вод достаточно просто решается с позиций общей теории взаимодействия воды с горными породами, которая в настоящее время активно разрабатывается учеными всего мира. Она основана на результатах лабораторных экспериментов по растворению различных минералов в разных геохимических средах и при разных температурах, результатах многочисленного физико-химического моделирования разнообразных гидрогеохимических процессов и расчетов равновесий в системе вода—порода. Но самое главное, пожалуй, в том, что она основана на многочисленных результатах геологических и гидрогеологических наблюдений в зоне гипергенеза, осадочных бассейнах, гидротермальных системах, на дне морей и океанов и т.д. [Pinneker et al., 1983; Шварцев и др., 2007; Shvartsev, 2008].

В рамках этой теории содообразование рассматривается как определенный этап взаимодействия воды с горными породами, который наступает с момента насыщения подземных вод кальцитом. Как правило, такое насыщение наблюдается при солёности воды > 0.6 г/л и $\text{pH} > 7.4$. При достижении этих значений для Ca и Mg в растворе возникает геохимический барьер, так как начинается образование кальцита и монтмориллонита, которые, связывая эти элементы, затрудняют их концентрирование в водном растворе и тем самым обеспечивают относительный рост Na в растворе в условиях неравновесно-равновесного состояния системы вода—порода.

Проанализировав огромный фактический материал по содовым водам многих регионов мира, мы пришли к выводу [Шварцев и др., 2007, с. 127], что «содообразование — это естественный этап эволюции системы вода—алюмосиликаты, который наступает с момента достижения равновесия воды с кальцитом». Этот этап происходит всегда, если вода не покинет горную породу раньше, чем будет достигнута стадия содового взаимодействия. При этом чем меньше водообмен, тем вероятнее наступление стадии содообразования.

Казалось бы, вопрос о механизмах формирования содовых вод решен. Но в Чулымо-Енисейском артезианском бассейне мы встретились с совершенно необычным типом содовых вод, которые залегают на значительной глубине (0.6—1.3 км), являются сильнощелочными (рН 9.5—10.3), но очень маломинерализованными (соленость всего 0.2—0.4 г/л) [Лепокурова, 2012; Шварцев, Лепокурова, 2014]. Поэтому основной задачей данной статьи является выявление механизмов формирования состава маломинерализованных содовых вод на фоне других их типов. При этом под содовыми мы понимаем подземные воды, в которых среди анионов преобладают суммарно гидрокарбонатные и карбонатные ионы, среди катионов — Na, а рН выше 7.0.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Чулымо-Енисейский артезианский бассейн расположен на юго-востоке Западно-Сибирской артезианской области [Кирюхин, Толстихин, 1987] (рис. 1). В геолого-структурном отношении описываемая территория исследований находится в зоне слабоизученного Тегульдетского мезопргиба Внешнего пояса [Конторович, 2002] Западно-Сибирской плиты (юго-восточная окраина) на сочленении с Алтае-Саянской складчатой областью. В разрезе выделяются складчатый фундамент, сложенный породами доюрского возраста, и платформенные пологозалегающие отложения мезозоя и кайнозоя, лежащие на этом фундаменте. Наименьшая глубина фундамента (0.6 км) наблюдается в зоне перехода к Алтае-Саянской складчатой области (рис. 2). К северо-западу поверхность фундамента погружается и максимально достигает глубины 3 км в районе Касской скважины (№ 4). Образовавшаяся депрессия заполнена мощными континентальными меловыми и юрскими песчано-глинистыми отложениями, которые на юго-востоке выходят на дневную поверхность.

Характерными особенностями бассейна являются: 1) отсутствие соленосных и карбонатных пород (кроме прослоек известняков аутигенного генезиса мощностью до 2 м), 2) преобладание в верхней части разреза песчаных пород над глинистыми до глубин 1500—1600 м и 3) практическое отсутствие регионального глинистого мел-палеогенового водоупора, типичного для всего Западно-Сибирского артезианского бассейна. Последние два фактора обеспечили проникновение пресных инфильтрационных вод на глубину до 0.7—1.8 км [Гидрогеология..., 1970, 1972; Ресурсы..., 1991].

Меловые водоносные отложения (неокомская, альб-аптская толщи, симоновская и сымская свиты) сложены кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глин и галечников. Удельные дебиты скважин составляют 0.1—2.0 л/с. Юрские породы представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами с большим количеством растительного материала, с

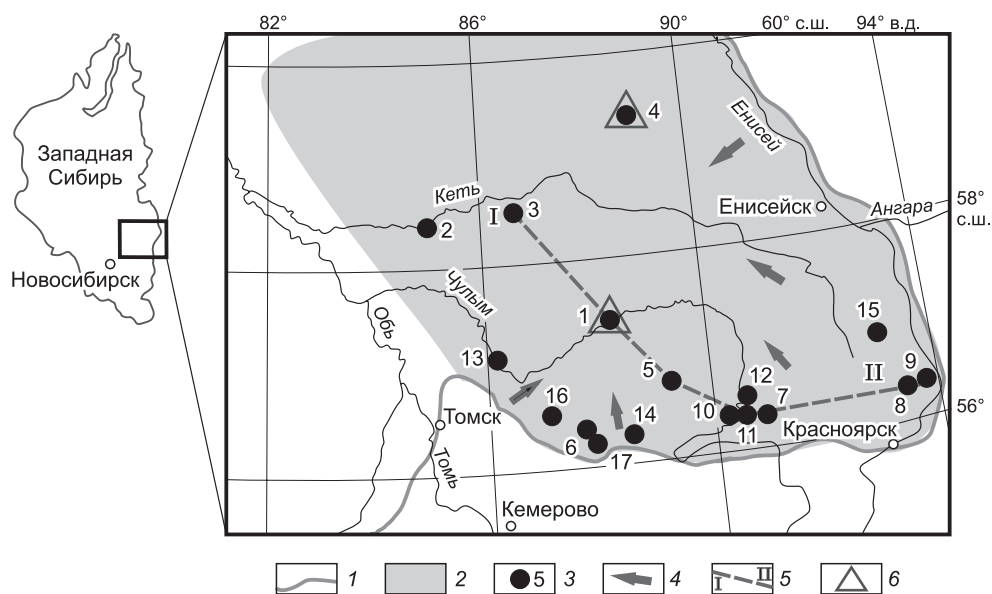


Рис. 1. Схема расположения имеющихся скважин.

1 — граница Западно-Сибирского артезианского бассейна 1-го порядка [Кирюхин, Толстихин, 1987]; 2 — область распространения Чулымо-Енисейского артезианского бассейна 2-го порядка; 3 — скважины и их номер (1 — Чулымская, 2 — Белоярская 1 (Томская область), 3 — Максимкин Яр, 4 — Касская, 5 — Белогорская, 6 — Маринская, 7 — Ачинская, 8 — Сухобузинская 1, 9 — Сухобузинская 2, 10 — Белоярская 2 (Кемеровская область), 11 — Ингинская, 12 — Секретарская, 13 — Асиновская, 14 — скв. в дер. Ступицыно, 15 — скв. в дер. Дубровино, 16 — скв. в дер. Мал. Песчанка, 17 — скв. в дер. Раевка); 4 — направление движения подземных вод; 5 — линия гидрогеохимического разреза; 6 — скважины, вскрывшие сильнощелочные воды (рН > 9).

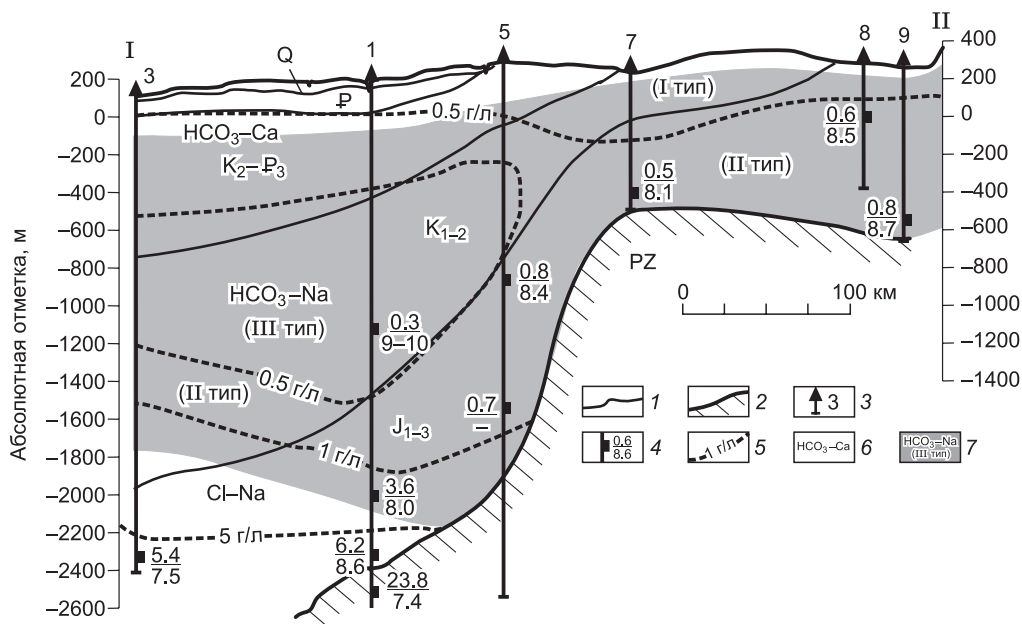


Рис. 2. Схематический гидрогеохимический разрез.

1 — геологические границы; 2 — верхняя граница фундамента; 3 — скважина и ее порядковый номер; 4 — интервал опробования: над чертой — минерализация, г/л, под чертой — рН; 5 — изоминеры; 6 — химический состав вод; 7 — область распространения содовых вод, в скобках римскими цифрами — тип содовых вод.

включениями пирита, сидерита, кальцита, на юге — пластов бурых углей (Ачинский угольный бассейн). Удельные дебиты скважин составляют 0.1—0.5 л/с. Содовые воды в Чулымо-Енисейском артезианском бассейне пользуются широким распространением. Начиная с глубин 100—300 м и кончая 1.5—2.3 км, они развиты повсеместно независимо от типа вмещающих пород (см. рис. 2). Максимальная их мощность, по-видимому, характерна для юго-восточной части бассейна, в которой расположена внешняя область питания пресных вод. По мере движения к центру Западно-Сибирского артезианского бассейна нижняя граница распространения содовых вод поднимается до абсолютных отметок 0.7—0.8 км [Гидрогеология..., 1970, 1972; Учителева, 1974]. Ниже зоны содовых вод залегают $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$, затем $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ и наконец Cl-Na воды, соленость которых с глубиной быстро растет и в центральной части бассейна достигает 24 г/л, относительно высокое содержание соды в них сохраняется до 3—5 г/л.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОДОВЫХ ВОД

Распространенные в бассейне содовые воды достаточно разнообразны по химическому составу (табл. 1). Их соленость колеблется в широких пределах от 0.2 до 4.1 г/л (рис. 3), рН от 7.4 до 10.3. Такое разнообразие позволяет разделить их на три типа (см. табл. 1).

Содовые воды I типа приурочены к верхней части разреза до глубин 600 м (см. рис. 3). Он вскрыт на юге Чулымо-Енисейского бассейна в меловых и юрских отложениях. Это маломинерализованные воды с соленостью от 0.2 до 0.5 г/л и рН преимущественно от 7.4 до 8.4. Какой-либо связи значений рН с соленостью не наблюдается (рис. 4). Такие воды в верхней гидродинамической зоне (активного водообмена) развиты спорадически на участках с относительно низким водообменом, что обеспечивает их насыщение к кальциту и, соответственно, формирование содового состава в условиях равнинного рельефа.

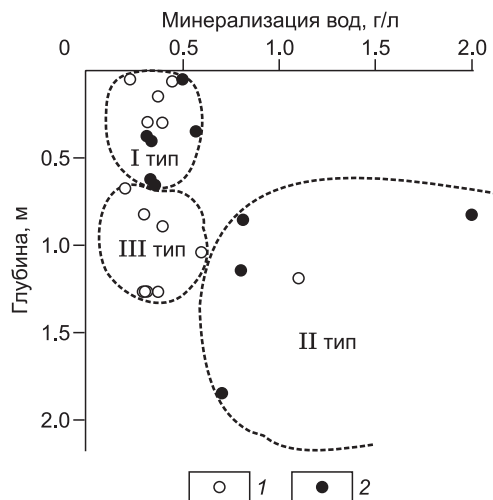


Рис. 3. Изменение общей минерализации содовых вод с глубиной.

1 — меловые отложения; 2 — юрские отложения.

Таблица 1.

Типовые пробы содовых вод Чулымо-Енисейского бассейна

№ скважины	Глубина, м	Возраст пород	Тип вод	pH	Σ	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
					г/л	мг/л						
1	50	Р	—	7.3	0.6	421	0.5	4.2	1	98	18.3	11
	1266—1271	K ₁₋₂	III	9.6	0.3	162	36.2	9.6	1	1	0.1	94
	2172—2181	J ₁₋₃	II	8.5	3.6	2165	6.5	3.5	398	15	3.7	1052
	2287—2292	»	II	8.0	4.1	1659	2.5	33.0	1086	17	7.5	1312
	2647—2652	PZ	—	7.8	24	1372	0.1	1148	12316	158	34	8810
2	1997—2005	K ₁₋₂	—	8.6	1.8	172	13.2	5.8	902	9	0.7	650
3	2404—2476	J ₁₋₃	—	7.5	5.4	98	0.7	4.7	3179	288	5.4	1764
4	640—710	K ₁₋₂	III	9.1	0.2	104	18.4	0.1	8	7	6.0	35
	815—835	»	III	9.2	0.3	214	18.2	0.5	32	6	4.0	100
	870—910	»	III	9.4	0.4	250	23.6	2.0	28	6	5.0	115
	1030—1040	»	III	9.5	0.6	323	37.5	3.0	38	6	4.0	164
	1175—1200	J ₁₋₃	II	8.8	1.1	598	78.3	6.0	78	11	5.0	341
5	1139—1146	»	II	8.7	0.8	540	16.7	32.0	23	39	1.0	190
6	816—829	»	II	8.6	2.0	1300	17.0	5.0	97	10	5.0	540
7	500—800	»	I	8.1	0.5	260	8.6	5.0	3	4	0.5	100
8	200—500	»	I	8.3	0.6	400	4.0	2.0	0.3	1	0.5	143
9	800—900	»	II	8.7	0.8	570	15.2	2.0	20	24	6.0	175
10	398	»	I	8.4	0.3	230	4.4	4.0	6	5	0.5	83
11	382	»	I	8.3	0.3	220	7.2	10.0	2	10	0.1	80
12	632	»	I	8.2	0.3	250	1.6	0.1	0.5	6	0.1	85
13	300	K ₁₋₂	I	7.4	0.4	294	0.4	4.8	3	50	17.1	22
14	150—160	»	I	8.0	0.4	270	3.8	7.0	3	35	12.0	45
15	3—101	J ₁₋₃	I	8.1	0.5	350	15.0	0.1	1	35	12.0	78
16	50—54	K ₁₋₂	I	8.3	0.2	150	1.6	10.0	1	14	12.0	41
17	63—66	»	I	8.2	0.4	250	2.2	45.0	16	66	6.6	61

Примечание. Σ — общая минерализация вод, прочерк в типе вод означает, что воды несодовые, данные приведены для сравнения. Номер скважины в таблице соответствует номеру скважины рис. 1.

Содовые воды II типа залегают значительно глубже (0.6—2.3 км) в отложениях мела и юры, отличаются более высокой минерализацией (0.7 до 4.1 г/л) и значениями pH от 8.0 до 8.9 (см. рис. 3, 4). В водах этого типа, как правило, с ростом солёности увеличивается и pH, что соответствует общей закономерности, характерной для других регионов [Pinneker et al., 1983; Шварцев и др., 2007]. С увеличением глубины их залегания, а значит и времени взаимодействия воды с горными породами в неравновесных условиях происходит увеличение солёности воды и содержания содовых компонентов [Шварцев, 1991].

Содовые воды III типа — наиболее интересные, поскольку отличаются необычным составом: при высокой щёлочности (pH 9.0—10.3) они остаются исключительно мало-минерализованными (0.2—0.6 г/л). При этом связи pH с солёностью не наблюдается (см. рис. 4). Такие воды встречаются на значительных глубинах в двух скважинах в центральной и северной частях бассейна: Чулымской (№ 1) на глубине 1266—1277 м и Касской (№ 4) в интервалах глубин 640—710, 815—835, 870—910 и 1030—1040 м. В обоих случаях эти воды приурочены к меловым отложениям континентального типа (см. табл. 1), отличающимся повышенной песчанисто-

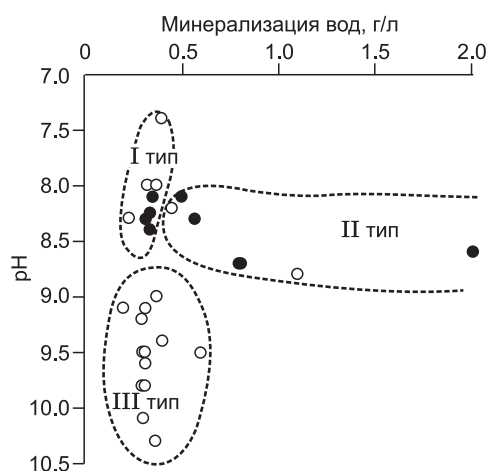


Рис. 4. Связь общей минерализации содовых вод с pH.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

стью геологического разреза. В этой связи отметим, что водовмещающие отложения илекской свиты [Бородкин, Курчиков, 2010], в которых залегают сильнощелочные маломинерализованные воды, состоят из песков, песчаников и алевролитов. Пески и песчаники в основном кварцево-полевошпатовые. В их составе до 50 % кварца и до 40 % кислых и основных плагиоклазов и К-полевых шпатов. Песчаники ожелезнены (присутствуют оксиды железа до 2 % и сидерит до 2.8 %), карбонатность варьирует от 4 до 29 %. Из акцессорных широко распространены минералы группы эпидота (до 70 % от содержания тяжелой фракции), зеленая роговая обманка (до 45 %) и ильменит с магнетитом (до 25 %). Из глин представлены гидрослюды, монтмориллонит и хлорит (до 2 %) [Пояркова, 1961; Рычкова, 2006; Девятков и др., 2010].

Следовательно, III тип содовых вод занимает промежуточное положение между I и II и приурочен в основном к континентальным отложениям илекской свиты. Как показали результаты опробования более глубоких горизонтов в Касской скважине, в нижележащих отложениях итатской свиты (J₂) на глубине 1169—1665 м тоже развиты содовые воды, но pH их значительно ниже (8.8), а соленость выше (1.1 г/л), что позволяет отнести их к содовым водам II типа (см. табл. 1). Поэтому мы связываем распространение содовых вод этого типа только с отложениями мелового возраста (см. рис. 2).

Высокощелочные воды III типа напорные и самоизливаются в Чулымской скважине, что позволяет активно использовать их в лечебных целях под названием «Омега». Поэтому их химический, газовый и изотопный состав изучается детально в течение более 15 лет. Как видно (табл. 2), состав этих вод является достаточно стабильным в течение всего периода наблюдений: воды постоянно являются исключительно маломинерализованными, но сильнощелочными по составу, HCO₃⁻-Na (содовыми), отличаются низким содержанием ионов SO₄, Cl, Ca, Mg, K, Fe, B, C_{орг}, но повышенными содержаниями SiO₂ (16—31 мг/л), температура на устье — от 19 до 21 °С. Незначительные колебания состава, наблюдающиеся в течение года, обусловлены влиянием вод верхних горизонтов, с которыми щелочные воды частично смешиваются при подходе к дневной поверхности. Наиболее высокие значения pH (10.3 и 10.1) установлены в феврале и апреле соответственно, т.е. в зимний период, когда вероятность смешения глубинных вод с грунтовыми минимальна. Поэтому мы считаем, что в пластовых условиях эти воды всегда имеют pH > 10, соленость < 0.3 г/л, содержание SiO₂ > 30 мг/л, а C_{орг} < 2.0 мг/л. Выше- и ниже-лежащие воды отличаются более низкими значениями pH (7.8—8.6), но более высокой соленостью (см. табл. 1). При этом известно, что грунтовые воды в районе Чулымской скважины на глубине 50 м являются пресными (0.6 г/л) гидрокарбонатными кальциевыми. Соленость нижележащих вод постепенно растет за счет содовой и хлоридной составляющих до 3.6 г/л, а еще глубже растет до 4—24 г/л, и воды становятся Cl-Na (см. табл. 1).

В рассматриваемых водах также изучен микрокомпонентный состав в трех разных периодах года (табл. 3). В целом содержания почти всех микрокомпонентов являются низкими, т.е. они плохо концентрируются в щелочных водах. Особенно это касается Mn, Co, Ni, Zr, Nb, Cd, Sn, La, Th, U, V, содержания которых в сотни раз ниже по сравнению с водами зоны гипергенеза. И только содержания Sc, I, Ga и As выше, чем средние для вод верхней гидродинамической зоны, т.е. эти элементы более активно концентрируются в щелочных водах.

Таблица 2. Химический состав высокощелочных вод в Чулымской скважине на глубине 1266—1277 м, мг/л

Дата отбора	pH	Σ	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	SiO ₂
26.12.1994	9.5	311	162	28	1.5	7.1	2.0	<0.1	85	26.6
28.04.1995	9.5	302	161	28	4.4	7.1	2.0	<0.1	87	26.4
29.09.1995	9.6	320	150	33	20.4	7.1	2.0	<0.1	94	20.6
21.11.1995	9.8	313	130	46	14.8	10.6	3.0	<0.1	95	26.4
24.02.2000	10.3	268	73	82	2.0	4.9	4.0	2.0	89	30.1
28.06.2000	9.8	304	141	50	2.5	4.2	2.0	1.0	92	—
23.08.2000	9.5	315	169	30	8.8	4.2	2.0	2.0	88	—
07.10.2000	9.0	369	209	12	13.2	17.7	5.0	0.2	99	26.2
28.09.2006	9.6	311	162	36	9.6	1.5	0.4	0.1	94	16.1
11.08.2010	9.3	316	178	19	8.3	1.8	1.2	0.5	85	22.1
06.04.2011	10.1	296	102	65	7.7	1.7	0.7	0.1	94	31.0
12.07.2013	9.1	318	180	30	11.4	1.8	3.0	0.1	91	23.8
05.07.2014	9.5	320	170	36	8.0	1.8	2.2	0.1	88	23.8

Примечание. Σ — общая минерализация вод, прочерк — нет данных.

В газовом составе изучаемых вод преобладает азот (76—77 %), затем кислород (18—19 %), в небольших количествах иногда присутствует метан (<0.5 %). До 1994 г. в воде отмечалось присутствие сероводорода, но в последующем он не обнаруживается. Присутствие кислорода также свидетельствует о поступлении газов атмосферного генезиса, которые содержатся в грунтовых водах и зоны аэрации,

Таблица 3. Микрокомпонентный состав щелочной воды «Омега», мкг/л

Компонент	Содержание			Среднее для зоны гипергенеза [Shvartsev, 2008]	Компонент	Содержание			Среднее для зоны гипергенеза [Shvartsev, 2008]
	Февраль 2010 г.	Август 2010 г.	Июль 2013 г.			Февраль 2010 г.	Август 2010 г.	Июль 2013 г.	
pH	9.9	9.3	9.1	13.0	Rb	0.14	0.24	0.27	1.86
Li	—	3.1	2.0	0.19	Sr	—	33.0	24.7	183
Be	0.05	—	—	77.9	Y	0.006	0.007	—	—
B	3.4	12.3	8.2	—	Zr	0.019	0.022	0.04	1.2
F	180	—	—	480	Nb	0.002	нпо	—	0.45
Al	20	31.2	25.8	226	Mo	0.43	0.71	0.55	1.75
P	—	45.9	48.6	58	Ag	0.01	—	нпо	0.26
Sc	3.70	2.44	—	0.07	Sn	0.003	0.09	0.08	0.39
Ti	0.64	1.3	нпо	17.4	Sb	0.02	0.04	0.03	0.68
V	—	0.01	0.02	1.34	Te	0.006	—	—	—
Cr	—	0.64	0.51	3.03	J	22.0	—	—	8.0
Mn	—	1.9	0.6	54.5	Cs	0.01	0.01	0.04	0.26
Fe	—	10.7	11.9	481	Ba	0.9	2.5	2.7	18.3
Co	0.003	нпо	нпо	0.39	W	—	0.11	0.13	—
Ni	0.13	0.08	»	3.58	Pb	0.39	0.08	0.59	2.97
Cu	1.59	0.23	0.61	5.58	Cd*	1.1	3.6	5.3	240
Zn	14.1	36.7	5.98	41.4	Bi*	—	0.39	0.38	—
Ga	0.31	0.60	0.45	0.37	La*	5.0	0.8	5.1	670
Ge	1.1	2.3	—	—	Ce*	8.1	9.8	16.1	—
As	0.9	2.7	3.0	1.5	Sm*	1.6	1.7	6.0	—
Se	0.13	—	нпо	0.72	Th*	—	нпо	0.4	240
Br	66.0	—	—	85.2	U*	—	3.1	3.1	1310.0

Примечание. Прочерк — определения не проводились, нпо — ниже пределов обнаружения.

* Единицы измерения в нг/л.

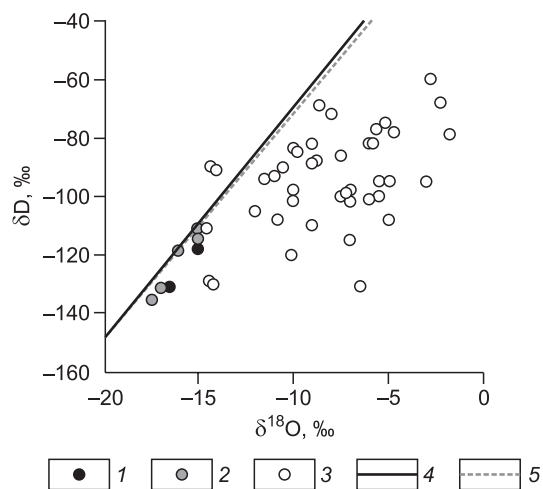
Таблица 4. Изотопный состав Н, О и С содовых и других подземных вод региона

Объект	Количество анализов	Глубина, м	$\delta^{13}\text{C}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	
			‰			
НСО ₃ -Na воды меловых и юрских отложений	Скв. №1	1	1266—1271	-30.3	-130.8	-16.8
	Скв. №2	1	500	-18.7	-118.7	-16.0
		1	740	-19.8	-115.3	-14.9
		1	2000	-21.3	-111.4	-15.0
Скв. №13	1	300	-26.2	-135.7	-17.4	
Пресные НСО ₃ -Са воды палеогеновых отложений	3-6	до 200	<u>-18.0...-25.7*</u> -20.2	<u>-131.1...-118.0</u> -124.7	<u>-16.4...-14.9</u> -15.7	
Соленые Cl-Na воды юрских и доюрских образований [Голышев, Иванов, 1983]	47	от 2500	<u>-1.7...-23.1</u> -9.3	<u>-61...-132.0</u> -95.0	<u>-1.6...-15.5</u> -7.9	

Примечание. Над чертой — интервал распределения изотопов, под чертой — среднее значение.

Рис. 5. Распределение изотопов водорода и кислорода в подземных водах региона.

1 — пресные $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ воды; 2 — $\text{HCO}_3\text{—Na}$ воды; 3 — соленые Cl—Na воды; 4 — прямая Крейга $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$ [Craig, 1961]; 5 — локальная линия метеорных вод $\delta\text{D} = 7.8\delta^{18}\text{O} + 6 \text{‰}$ [Поляков и др., 2008].



что лишний раз говорит о частичном смешении глубинных вод с грунтовыми. Азотный состав газа глубинных вод наряду с низкой минерализацией делает их похожими на азотные термы Забайкалья [Плюснин и др., 2013; Шварцев и др., 2015].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ И ВОДОРАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА

Для установления генезиса как пресных сильнощелочных, так и других содовых вод региона был исследован изотопный состав воды и водорастворенного углерода. Всего изучено пять проб $\text{HCO}_3\text{—Na}$ вод: по одной пробе I и III типов и три пробы II типа. Также для сравнения в табл. 4 приведены данные по выше- ($\text{HCO}_3\text{—Ca}$ типа) и нижезалегающим (Cl—Na типа) водам. Незначительное количество проб содовых вод не позволяет рассматривать каждый тип отдельно. Полученные данные по значениям δD и $\delta^{18}\text{O}$ всех трех типов содовых вод, как и пресных вод зоны активного водообмена, указывают на инфильтрационный их генезис, так как фигуративные точки располагаются практически на местной изотопной линии метеорных вод [Поляков и др., 2008], которая незначительно отличается от глобальной линии метеорных вод [Craig, 1961] (рис. 5). И только более глубокие воды Cl—Na состава достаточно далеко располагаются от метеорной прямой, что объясняется наличием в их составе примеси седиментационных вод [Голышев, Иванов, 1983].

Изотопный состав углерода растворенного иона HCO_3^- содовых вод отличается облегченным значением $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ от -18.7 до -30.3‰ , что объясняется биогенным генезисом CO_2 , формирующимся за счет окисления органического вещества, рассеянного в горных породах. Следовательно, и здесь мы не видим влияния каких-либо глубинных факторов.

РАВНОВЕСИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С МИНЕРАЛАМИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Для того чтобы разобраться в механизмах формирования содовых вод разного типа, мы рассчитали индексы их насыщения ведущими минералами вмещающих пород на основе имеющихся данных по химическому составу с использованием программного комплекса HydroGeo [Букаты, 2002]. Результаты расчетов удобно представить графически (рис. 6, 7).

Как показывают полученные данные, содовые воды всех трех типов равновесны с широко распространенными в регионе карбонатами (кальцит, доломит, сидерит, родохрозит и, частично, магnezит), монтмориллонитами, иллитом и даже альбитом (только воды II и III типов). При этом наиболее пересыщены воды III типа, отличающиеся хотя и низкой минерализацией, но высокой щелочностью. Они также насыщены частично микроклином, мусковитом, биотитом. Следовательно, в данных условиях последние минералы не растворяются, а образуются. Независимо от минерализации и щелочности вод все они неравновесны со многими первичными алюмосиликатами терригенной части водовмещающих пород: основными плагиоклазами, оливином, пироксенами, роговой обманкой, эпидотом и многими другими. Поля равновесий перечисленных минералов располагаются за пределами представленных графиков. Удивительно, что даже при низкой солености содовые воды достигают равновесия даже с альбитом (кроме I типа) и микроклином (только для III типа). Причина этого кроется в высокой щелочности вод, особенно III типа.

Таким образом, система вода—порода остается и в этом случае равновесно-неравновесной: содовые воды равновесны с одними минералами, но одновременно неравновесны с другими, т.е. установленная нами ранее закономерность сохраняется [Шварцев и др., 2007]. Но содовые воды разных групп по характеру равновесия со многими минералами различаются между собой. Так, воды I группы равновесны в основном только с разными монтмориллонитами, частично с иллитом и кальцитом и совсем редко (1 точка из 3) с доломитом, магnezитом и сидеритом. Воды II группы наряду с монтмориллонитами и иллитами полностью равновесны с кальцитом, подавляющая часть с доломитом, магnezитом и

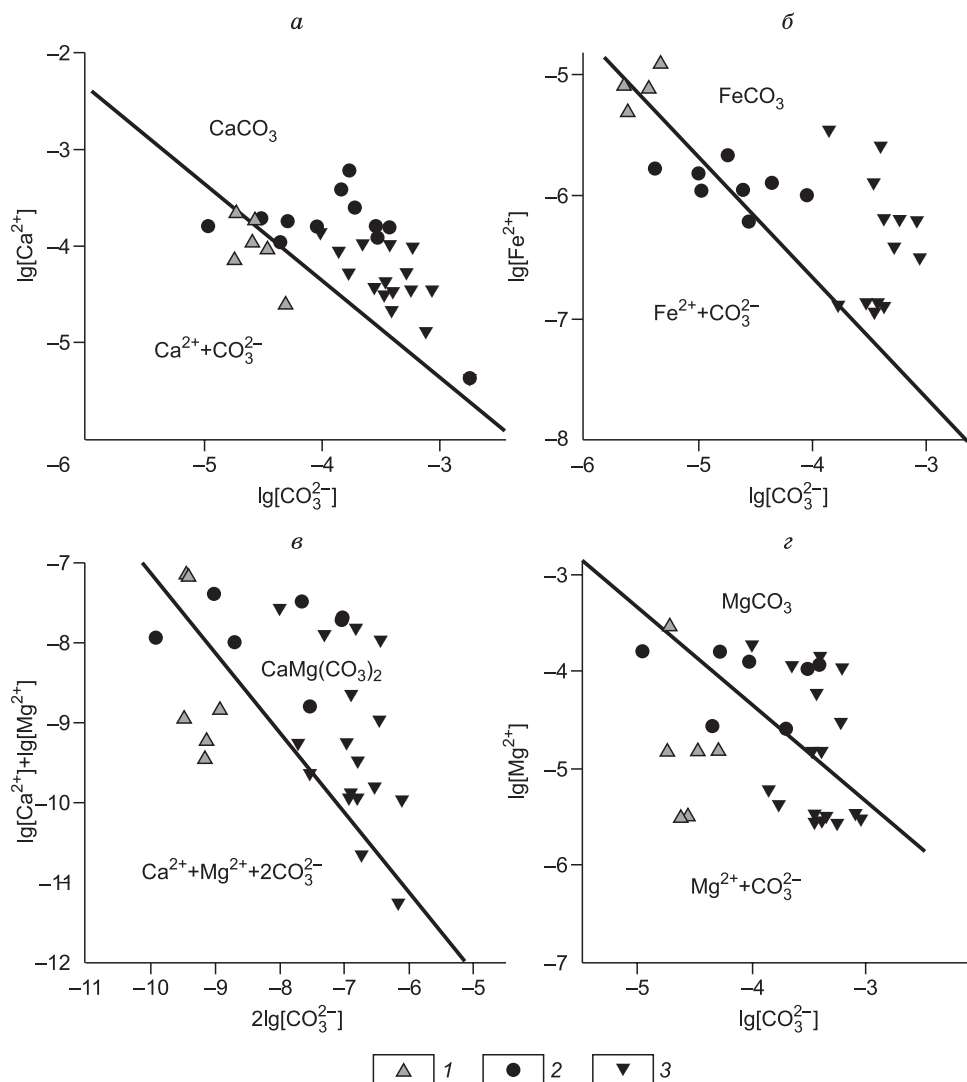


Рис. 6. Равновесие содовых вод с кальцитом (а), сидеритом (б), доломитом (в) и магнезитом (г) при температуре 25 °С.

1 — I тип содовых вод; 2 — II тип; 3 — III тип.

сидеритом, а некоторые даже с такими минералами, как альбит, реже микроклин, мусковит и Mg-хлорит. Все воды III группы, в отличие от I и II, равновесны с кальцитом, сидеритом, альбитом, большая часть — с доломитом, микроклином, мусковитом, биотитом и Mg-хлоритом, значительная часть — с магнезитом (см. рис. 6, 7). Говоря иначе, в направлении от I группы содовых вод к III количество равновесных с водой минералов непрерывно растет. Все эти закономерности нам важны для понимания механизмов формирования содовых вод разного состава. К этому вопросу мы и перейдем.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СОДОВЫХ ВОД

Содовые воды I группы — это обычные грунтовые воды, которые залегают на небольшой глубине и взаимодействуют с вмещающими рыхлыми породами относительно непродолжительное время. Учитывая, что эти воды неравновесны с большей частью минералов вмещающих пород, они растворяют эти минералы с образованием в основном разных монтмориллонитов и иллита. Говоря обычным геологическим языком, идет процесс химического выветривания с переводом всех химических элементов в раствор и частичным их осаждением в виде названных минералов. Тем самым для некоторых химических элементов, а именно для K, Mg, Ca, Si и Al, сформировались геохимические барьеры, на которых эти элементы выводятся из раствора. Но поскольку масштабы вторичного минералообразования в данных

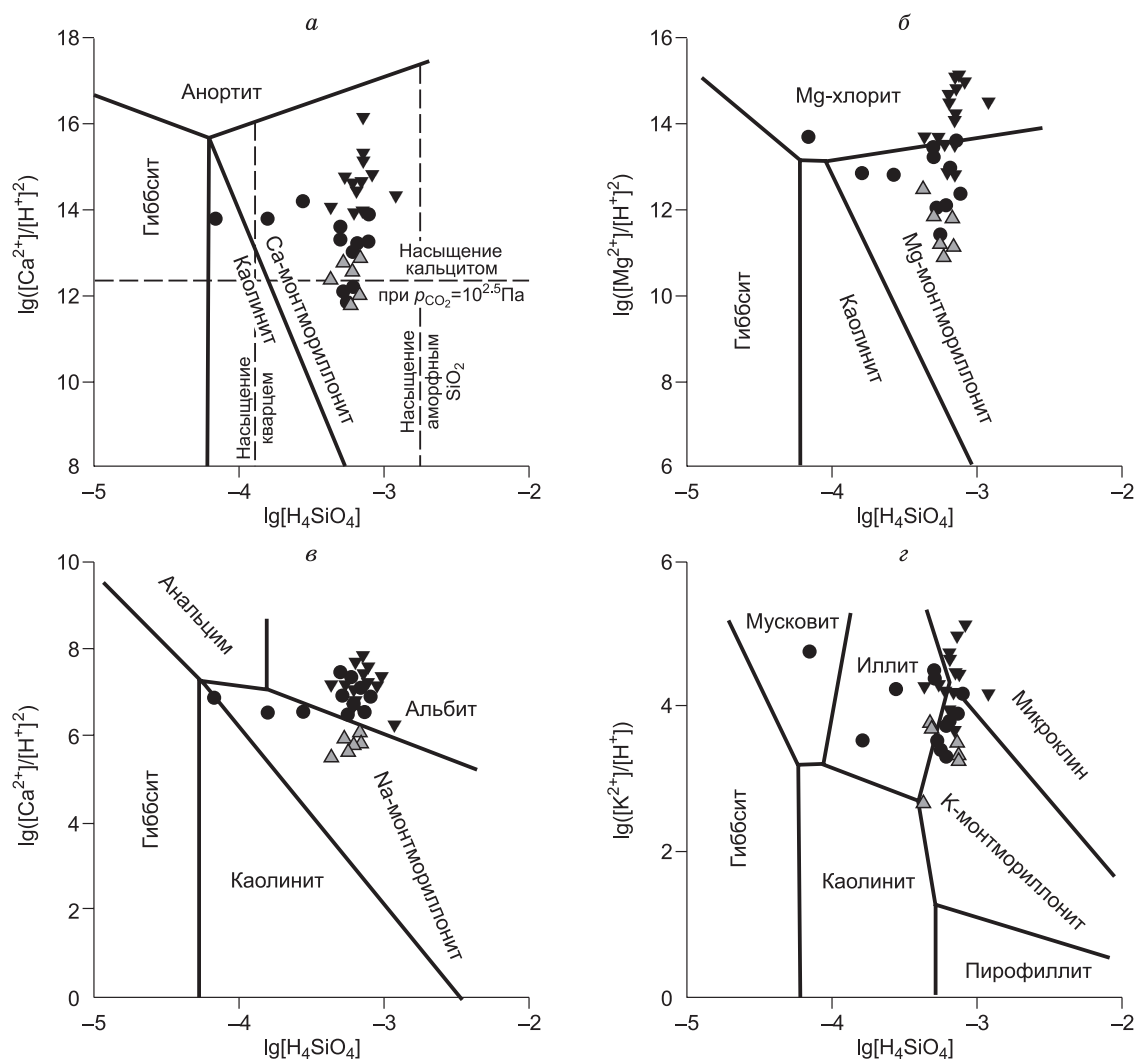


Рис. 7. Диаграммы равновесия кальциевых (а), магниевых (б), натриевых (в) и калиевых (з) алюмосиликатных минералов при температуре 25 °С с нанесением данных по составу содовых подземных вод.

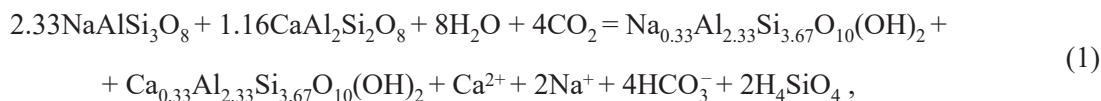
Усл. обозн. см. на рис. 6.

условиях незначительны, подавляющая часть этих элементов концентрируется в растворе, и его минерализация, соответственно, растет.

Местами, где водообмен особенно замедлен, в силу низкой проницаемости отложений наступает равновесие воды с кальцитом. Тем самым возникает дополнительный барьер для Ca, и его связываемая вторичными минералами доля возрастает, а доля концентрируемого в растворе уменьшается. Но это явление носит локальный характер и поэтому появление содовых вод тоже локально, и чаще оно возникает в горных породах, в которых содержание Na высокое.

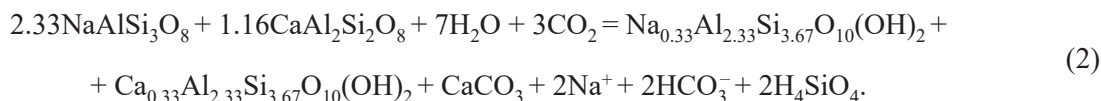
Содовые воды II типа залегают на больших глубинах. По условиям залегания это могут быть грунтовые или артезианские воды. Они более длительное время взаимодействуют с вмещающими породами и поэтому повсеместно равновесны не только с иллитом, монтмориллонитом, кальцитом, но локально и с некоторыми другими минералами. В этом случае геохимический барьер для Ca является повсеместным, и Ca теряет способность к концентрированию в растворе. В то же время другие элементы, у которых тоже появились региональные геохимические барьеры, могут продолжать частично концентрироваться в растворе. Это зависит от типа формируемого вторичного минерала. Дело в том, что глинистые минералы, такие как каолинит, монтмориллонит, иллит и др., связывают не все количество элементов, переходящих в раствор из растворяемых минералов, а только их определенную часть. Это касается Si, Mg, Na, Fe и др. Подробно этот вопрос нами рассмотрен в работах [Шварцев и др., 2007; Шварцев, 2013].

На первых этапах грунтовые воды растворяют алюмосиликаты по реакциям типа:



т.е. катионный состав воды полностью определяется исходным составом растворяемых алюмосиликатов.

После установления равновесия воды с карбонатами картина меняется, и эта реакция приобретает несколько другой вид



Появление геохимического барьера для Ca создает благоприятные условия для концентрирования прежде всего Na в растворе, у которого на этом этапе эволюции системы вода—порода геохимических барьеров практически нет. В этом случае появляются вторичные карбонаты, а в воде содержания Ca не растут.

Содовые воды III группы образуют локальный участок среди вод II группы (см. рис. 2). Как уже указывалось, они залегают в кварц-полевошпатовых песках, песчаниках и конгломератах нижнемеловых отложений (илекская свита). Этот факт для нас принципиально важен. Дело в том, что в этом случае в геологическом разрезе песчаники резко преобладают над глинами и аргиллитами, что обеспечивает более длительное время взаимодействия воды с ними и, соответственно, переход на следующий более поздний этап эволюции системы вода—эндогенные алюмосиликаты. На этом этапе, как мы уже видели, наступает повсюду равновесие подземных вод с альбитом, а локально с микроклином, хлоритом и многими другими минералами, например халцедоном, с которым рассматриваемые воды равновесны (рис. 8).

Переходу подземных вод на этап равновесия их с альбитом и другими натриевыми и калиевыми алюмосиликатами способствует не только рост в растворе содержания Na и K, но и рост значений pH. Почему это происходит?

Как известно, в процессе гидролиза алюмосиликатов всегда образуется щелочность [Шварцев и др., 2007; Shvartsev, 2008; Крайнов, 2012], которая в той или иной мере нейтрализуется кислотами (минеральными или органическими). Особенно широко в природе распространена нейтрализация щелочности угольной кислотой по реакции:



что хорошо подтверждается анализами на содержание иона HCO_3^- .

Если в системе кислот нет, что как раз и характерно для исследуемых нами вод, то ее pH будет расти пропорционально масштабам растворения алюмосиликатов. В результате установление равновесия убыстряется, прежде всего, с карбонатными и алюмосиликатными минералами [Шварцев и др., 2015]. После установления равновесия с тем или иным минералом он больше не растворяется и переходит в разряд формируемых. Вследствие этого число растворяемых минералов в системе уменьшается, а число формируемых растет. И на определенном этапе эволюции системы наступает равновесие воды

с большинством минералов вмещающих пород, которые вместо растворения получают возможность образования. Конечно, полное равновесие в системе при этом не наступает, поскольку со многими Ca-, Mg- и Fe-алюмосиликатами глубинного генезиса оно невозможно. Речь идет об анортите, фаялите, форстерите, диопсиде, сфене и многих других.

Хотя растворение минералов водой полностью не прекращается никогда, в процессе эволюции системы вода—алюмосиликаты наступает такой момент, когда большая часть переходящих в раствор элементов связы-

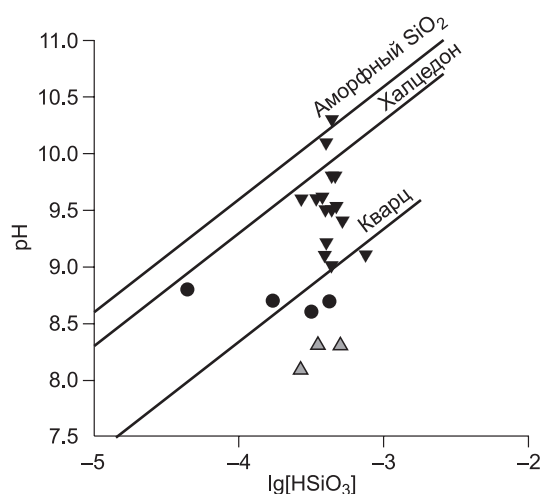


Рис. 8. Равновесие содовых вод региона к минералам кремния.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

вается вновь образуемыми минералами: Са-кальцитом, монтмориллонитом, цеолитами и другими алюмосиликатами, Mg-глаукофаном, тальком, хлоритом, цеолитами, Na-альбитом, цеолитами, К-иллитом, мусковитом, микроклином, биотитом, флогопитом и др., Fe-сидеритом и Fe-алюмосиликатами и т.д. Тем самым в системе устанавливается не только химическое, но и динамическое равновесие, обеспечивающее равенство поступающих в раствор и выпадающих из него элементов. Соответственно, рост минерализации воды также прекращается, и воды остаются низкоминерализованными, но высокощелочными.

Именно такой случай и характерен для содовых вод III типа. Это подтверждается не только низкой их соленостью и высокой щелочностью, но и наличием в разрезе большого комплекса вторичных минералов. Так, кальцит развит, хотя и неравномерно, но повсеместно в количестве от 4 до 30 %, гидрослюда и монтмориллониты до 10—15 %, сидерит — до 3 %, хлориты — до 2 % и т.д. [Поляркова, 1961; Девятов и др., 2010; Вакуленко и др., 2010].

Следовательно, в течение всего геологического времени после образования осадочных пород в исследуемом районе происходило и происходит растворение терригенной части обломочных пород и одновременно образование большой группы вторичных минералов, выводящих значительную часть элементов из раствора. Важно при этом, что каждому этапу взаимодействия воды с горными породами соответствует строго определенный набор таких вторичных образований, состав которых меняется со временем. Это и определяет формирование разных типов вод в геологическом разрезе, в данном случае разных типов содовых вод.

В заключение подчеркнем, что система вода—эндогенные алюмосиликаты, если даже последние уже трансформированы в осадочные разновидности, является исключительно важной, поскольку определяет состав формирующихся типов подземных вод, который определяет весь ход эволюции в неживой природе [Шварцев, 2010, 2013, 2015]. Если даже ограничиться содовым этапом эволюции, то формирование разнообразия типов только содовых вод поражает [Посохов, 1969; Шварцев и др., 2007]. Если к этому добавить системы с наличием CO_2 , то такое разнообразие многократно возрастает [Shvartsev, 2008; Копылова и др., 2011; Крайнов и др., 2012; Плюснин и др., 2013; Шварцев и др., 2017]. Каждый тип содовых вод представляет результат какого-то микроэтапа эволюции системы вода—порода—газ (O_2 , CO_2 , CH_4 , N_2)—органическое вещество. В этом плане высокощелочные, ультрапресные, содовые воды представляют уникальную равновесно-неравновесную систему, эволюция которой протекает в условиях, когда подавляющая часть заимствованных из вмещающих пород химических элементов связывается образующимися в этих условиях разнообразными вторичными минералами. В результате этого устанавливается динамическое равновесие между количеством элементов, поступающих в раствор и выпадающих из него, что обеспечивает стабильность состава воды и не приводит к росту солености, хотя ее взаимодействие с породами продолжается. Такие случаи в осадочных бассейнах встречаются редко. И в этом смысле Чулымо-Енисейский бассейн является тоже уникальным.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В Чулымо-Енисейском бассейне содовые воды развиты повсеместно независимо от типа вмещающих пород, начиная с глубин 100—300 м и кончая 1.5—2.3 км, т.е. в осадочных отложениях мела и юры. При этом минерализация их колеблется в широких пределах от 0.2 до 4.1 г/л, pH от 7.4 до 10.3. Такое разнообразие позволило авторам разделить содовые воды на три типа. I тип вод приурочен к верхней части разреза до глубин 600 м и характеризуется pH от 7.4 до 8.4, соленостью до 0.5 г/л. II тип содовых вод залегает значительно глубже (0.6—2.3 км), отличается более высокой минерализацией (0.7 до 4.1 г/л) и значениями pH от 8.0 до 8.9. В водах этого типа, как правило, с ростом солености увеличивается и pH. Совершенно необычный тип содовых вод — III, поскольку отличается уникальным составом: при высокой щелочности (pH 9.0—10.3) воды исключительно маломинерализованные (0.2—0.6 г/л). Этот тип вод занимает локальный участок среди II группы вод, резко отличаясь от выше- и нижезалегающих вод меньшей минерализацией и повышенными значениями pH. Последний тип более детально исследован на химический, микрокомпонентный и газовый состав (минеральная вода «Омега»). Содовые воды всех трех типов являются инфильтрационными, что подтверждается данными изотопного состава воды и водорастворенного углерода (δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$).

Расчеты равновесий в системе вода—вмещающие минералы показали, что содовые воды всех трех типов неравновесны со многими первичными алюмосиликатами терригенной части водовмещающих пород (основными плагиоклазами, оливином, пироксенами, роговой обманкой, эпидотом и др.), но при этом равновесны с широко распространенными в регионе карбонатами (кальцит, доломит, сидерит, родохрозит и частично магнезит), монтмориллонитами, иллитом, хлоритом и даже альбитом (только воды II и III типов), частично микроклином, мусковитом, биотитом (только III тип). При этом в направлении от I группы к III количество равновесных с водой минералов непрерывно растет. Таким образом,

наибольшее количество вторичных минералов образуют самые пресные воды III типа. Причина этого кроется в высокой щелочности данных вод.

С учетом геологических условий и данных по расчету равновесий в системе вода—порода приведены схемы формирования разных типов содовых вод в исследуемом бассейне. Каждый тип содовых вод представляет результат определенного этапа эволюции системы вода—порода—газ—органическое вещество. Наиболее позднему этапу эволюции системы соответствует III тип вод, формирующий в условиях преобладания в геологическом разрезе песчаников над глинами и аргиллитами и отсутствия органических и минеральных кислот. Здесь устанавливается не только химическое, но и динамическое равновесие, при котором подавляющая часть химических элементов, переходящих в раствор, образуют вторичные минеральные продукты и не концентрируются в водном растворе, соленость которого не растет, но взаимодействие с породой продолжается, а, следовательно, щелочность растет.

Работа выполнена при поддержке РФН (грант 17-17-01158) и РФФИ (грант 17-05-00042_а) и проекта ФНИ № 0331-2016-0046 «Геологическая эволюция системы вода—порода—газ—органическое вещество (на примере отдельных районов Западно-Сибирского и Тунгусского артезианских бассейнов)».

ЛИТЕРАТУРА

- Базилевич Н.И.** Геохимия почв содового засоления. М., Наука, 1965, 351 с.
- Бородкин В.Н., Курчиков А.Р.** Материалы к уточнению стратиграфической схемы берриас-нижнеаптских отложений Западной Сибири с учетом клиноморфного строения разреза // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (12), с. 1631—1639.
- Букаты М.Б.** Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Изв. ТПУ, 2002, т. 305, вып. 6, с. 348—365.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П., Ельцов И.С., Замирайлова А.Г., Ян П.А.** Литолого-фациальная характеристика юрских отложений южной части Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции Западной Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (4), с. 425—436.
- Гавришин А.И.** О генезисе маломинерализованных содовых вод Донбасса // ДАН, 2005, т. 404, № 5, с. 668—670.
- Гидрогеология СССР.** Т. XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области) / Ред. А.В. Сидоренко. М., Недра, 1970, 368 с.
- Гидрогеология СССР.** Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР. Красноярское геологическое управление / Ред. И.К. Зайцев. М., Недра, 1972, 479 с.
- Гольшев С.И., Иванов В.Г.** Изотопный состав водорода, кислорода, углерода подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геохимия, 1983, № 7, с. 1024—1028.
- Девятов В.П., Предтеченская Е.А., Сысолова Г.Г.** Литолого-минералогическая характеристика и коллекторские свойства нефтеперспективных мезозойских отложений по керну скважин Восток 1, 3 (Томская область) // Изв. ТПУ, 2010, т. 316, № 1, с. 87—92.
- Казанцев В.А.** Проблемы педогалогенеза. Новосибирск, Наука, 1998, 280 с.
- Кирюхин В.И., Толстихин Н.И.** Региональная гидрогеология: учебник для вузов. М., Недра, 1987, 382 с.
- Конторович В.А.** Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 253 с.
- Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е., Токаренко О.Г., Шварцев С.Л.** Химический состав и генезис углекислых минеральных вод Терсинского месторождения (Кузбасс) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 1—5.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М., Наука, 2012, 672 с.
- Лепокурова О.Е.** Геохимия уникальных пресных щелочных вод Чулымского бассейна // Вестн. ТГУ, 2012, № 365, с. 181—186.
- Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К.** Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (5), с. 647—664.
- Поляков В.А., Дубинчук В.Т., Голубкова Е.В., Лыготин В.А., Макушин Ю.В., Макарова К.М.** Изотопные исследования подземных вод на полигоне «Томский» // Разведка и охрана недр, 2008, № 11, с. 47—52.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. Уфа, Гилем, 2013, 355 с.
- Посохов Е.В.** Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеиздат, 1969, 153 с.
- Пояркова З.Н.** Чулымская опорная скважина (Томская область). Л., Гостоптехиздат, 1961, 136 с.

- Ресурсы пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна** / Ред. Е.В. Пиннекер. М., Недра, 1991, 262 с.
- Рычкова И.В.** Стратиграфия и палеогеография верхнего мела—среднего палеогена юго-востока Западной Сибири: Автореф. дис. к. г.-м. н. Томск, ТГУ, 2006, 21 с.
- Учительева Л.Г.** Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974, 167 с.
- Шварцев С.Л.** Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика, 1991, (12), с. 16—50.
- Шварцев С.Л.** Содовые воды как зеркало противоречий в современной гидрогеохимии // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии. Томск, НТЛ, 2004, с. 70—75.
- Шварцев С.Л.** С чего началась глобальная эволюция? // Вестн. РАН, 2010, т. 80, № 3, с. 235—244.
- Шварцев С.Л.** Вода как главный фактор глобальной эволюции // Вестн. РАН, 2013, т. 83, № 2, с. 124—131.
- Шварцев С.Л.** Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции // Вестн. РАН, 2015, т. 8, № 7, с. 632—642.
- Шварцев С.Л., Ван Я.** Геохимия содовых вод межгорного бассейна Датун, провинция Шаньси, Северо-Западный Китай // Геохимия, 2006, № 10, с. 1097—1109.
- Шварцев С.Л., Лепокурова О.Е.** Уникальные щелочные воды в Чулымском бассейне (Западная Сибирь) // ДАН, 2014, т. 459, № 3, с. 357—362.
- Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Лепокурова О.Е.** Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода—порода. Т.2. Система «вода—порода» в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, 389 с.
- Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г.** Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования // Геохимия, 2015, № 8, с. 720—733.
- Шварцев С.Л., Харитоновна Н.А., Лепокурова О.Е., Челноков Г.А.** Генезис и эволюция углекислых минеральных вод месторождения Мухен (Дальний Восток) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 48—59.
- Appelo C.A.J., Postma D.** Geochemistry, groundwater and pollution. Rotterdam, A.A. Balkema, 1994, 536 p.
- Blake R.** The origin of high sodium bicarbonate waters in the Otway Basin, Victoria, Australia // Proceed. of 6th Int. symp. on water-rock interaction. Rotterdam, Brookfield, 1989, p. 83—85.
- Christian K.M., Lantz L.K., Hoke G.D., Lu Z., Kessler J.** Methane occurrence is associated with sodium-rich valley waters in domestic wells overlying the Marcellus shale in New York State // Water Resour. Res., 2016, v. 52, № 1, p. 206—226.
- Craig H.** Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters // Science, 1961, v. 133, p. 1833—1834.
- Jankowski J., McLean B.** Origin of sodium-bicarbonate waters in the south-eastern part of the Great Artesian Basin: Influx of magmatic CO₂ // 10th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-10), 2001, v. 1, p. 541—544.
- Kimura K.** Mechanism of the forming of ground water with high content of sodium bicarbonate onto the plains part of the formation Kobe (Japan) // J. Ground Water Hydr., 1992, v. 32, № 1, p. 5—16.
- Matthess G., Frimmel F.H., Hursch P., Schulz H.D., Usdowski E.** Progress in hydrogeochemistry. Berlin, Springer-Verlag, 1992, 544 p.
- May F.** Forward modelling of complex water evolution — Soda waters in Northland, New Zealand // 9th International symposium on water-rock interaction (WRI-9) 1998, p. 885—888.
- Pinneker E.V., Pisarskii B.I., Shvartsev S.L., Bogdanov G.Y., Borisov V.N., Karavanov K.P.** General hydrogeology. Cambridge, Cambridge University Press, 1983, 141 p.
- Shvartsev S.L.** Geochemistry of fresh groundwater in the main landscape zones of the Earth // Geochem. Int., 2008, v. 46, № 13, p. 1285—1398.