СОДОВЫЕ ВОДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Борзенко С.В.

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия
svb_64@mail.ru*

SODA WATERS OF THE SOUTHEASTERN TRANSBAIKALIA

Borzenko S.V.

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

Установлено, что содовые подземные воды на юго-востоке Забайкалья пользуются региональным распространением, залегают они в различных осадочных мезо-кайнозойских отложениях в зоне замедленного водообмена. Воды, локализованные в наиболее высоко поднятых горных сооружениях, наименее минерализованные и менее щелочные, по мере снижения абсолютных отметок и транзита вод к центральной части бессточной области соотношение в растворе элементов непрерывно меняется, изменяется состав вторичных минеральных образований, накапливаются тяжелые изотопы воды и подвижные элементы. Все эти процессы постепенно приводят к росту pH, солёности вод и смене химического состава, с формированием на одной из стадий содовых вод.

Ключевые слова: содовые воды, взаимодействие воды с горной породой.

It has been revealed that soda groundwaters have been found in the South-East of Transbaikalia. They are observed in various sedimentary Meso-Cenozoic sediments in the zone of delayed water exchange. The least mineralized and less alkaline waters are localized in the highest mountain structures. The ratio of elements continuously varies in water, the composition of secondary mineral formations changes, heavy isotopes of water and mobile elements accumulate, with a decrease in absolute levels and water motion to the central part of the drainless territory. All these processes gradually lead to an increase of pH, water salinity, a change in the chemical composition, with the soda water formation at one of the stages.

Keywords: soda water, water-rock interaction.

Отсутствие теории, которая увязывает процессы формирования химического состава воды, преобразования горных пород, органического вещества, газов в единое целое, не позволяет раскрыть основные закономерности взаимодействия всех составляющих ландшафта. Отсюда возникает множество спорных моментов в гидрогеохимии, особенно это касается генезиса содовых вод. Цель наших исследований заключается в выделении основных условий, контролирующих химический состав подземных вод аридной зоны Юго-Восточного Забайкалья, наиболее развитого сельскохозяйственно-го региона, в котором проблема содового засоления воды стоит остро и требует незамедлительного решения. Более того, решение конкретной задачи позволит понять природу содового состава вод, а, значит, определить механизм и направленность процесса эволюции состава вод [1].

Результаты исследований и их обсуждение

Климат изучаемой территории характеризуется резкой континентальностью – холодной продолжительной зимой и коротким сравнительно жарким летом. Количество атмосферных осадков составляет 180-400, а испарение 300-500 мм/год, поэтому в регионе широко развиты процессы континентального засоления [1]. Рельеф территории преимущественно низкогорный, полого-холмистый и равнинный. Уклон рельефа направлен с северо-запада на юго-восток, в сторону озер Зун-Торей и Барун-Торей, которые расположены в пределах территории с наиболее низкими абсолютными отметками. Часть изученных подземных вод локализована в пределах Торейской впадины. По гидрогеологическому районированию эта территория относится к Торейскому артезианскому бассейну, характеризующегося нижнемеловыми и кайнозойскими отложениями чехла и отсутствием стока. Другая часть изученных водопоявлений приурочена к низкогорному обрамлению впадины, сложенному преимущественно метаморфическими породами, базальтоидами, реже гранитоидами.

По химическому составу вод выделено пятнадцать подтипов (по Шукареву) (табл. 1). Первые три подтипа (I, II и III) характеризовались самыми высокими дебитами источников (~1-15 л/с), низкими значениями TDS и pH, в анионном и катионном составах преобладали HCO_3^- и Ca^{2+} . Следующие пять подтипов подземных вод (IV–VIII) также, как и первые три, были отобраны из родников, скважин и колодцев, расположенных в горных районах, окружающих впадину, в различных геологических структурах, с дебитами родников ~0,5-5 л/с. Эти подтипы отличались повышенными концентрациями Mg^{2+} и Na^+ и более высоким pH, чем первые три подтипа. Переход к IX и X подтипам сопровождался увеличением значений TDS, pH и концентрации Na^+ . Большая часть проб воды, отнесенных к IX и X подтипам, была взята из родников (расход ~0,2-0,5 л/с), скважин и колодцев, расположенных у подножия склонов, в низинах и в бассейнах озер. Проба воды, взятая из лужи на базальтах полуострова Мирген (оз. Зун-Торей) через сутки после выпадения осадков, также была отнесена к X подтипу. Несмотря на короткое время взаимодействия и относительно низкое значение TDS (0,4 г/л), вода имела относительно высокое значение pH (8,7), в химическом составе преобладали Na^+ и HCO_3^- . Подземные воды, отобранные на анализ в центральной части Торейской впадины и в котловине соленых озер Борзинской группы (восточнее от Торейской впадины) отнесены к XI-XV типам. Все водопункты расположены в рыхлых осадочных отложениях. Дебиты составляют десятые и даже сотые доли л/с. Они наиболее минерализованные и щелочные, со смешанным анионным составом с превалированием в нем с ростом солёности воды Cl^- , а в катионном – Na^+ .

Таблица 1

Основные подтипы подземных вод Юго-Восточного Забайкалья и их химические параметры

Подтип	Состав	n	TDS мг/см	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	F ⁻	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Si	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰
I	$\text{HCO}_3^- \text{Ca}$	27	0.1*–0.5*** 0.3***	7.3–8.2 7.6	77.8–311.1 200.8	4.59–1 26.6	2.1–62.3 18.9	0.2–14 0.4	26.5–81.2 59	5.5–17.6 10.6	6.4–26 13.6	0.3–1.9 1.4	1.8–4.8 3.8	(-14.4)–(-12.5) -13.9	(-108)–(-92) -105
II	$\text{HCO}_3^- \text{Ca-Mg}$	24	0.2–0.7 0.4	7.0–8.0 7.7	103.7–402.6 246.9	2.7–62 19.5	1.2–110 20.8	0.2–1.8 0.7	24.1–80.6 52	7.3–51.2 20.5	7.1–40 15.9	0.7–2.1 1.6	1.6–9.6 4.3	-14.1	-105
III	$\text{HCO}_3^- \text{Ca-Mg-Na}$	7	0.5–0.8 0.6	7.5–8.1 7.8	252.3–364.5 317	32.8–100 52.6	7.3–157.2 79.5	0.2–2.1 1.1	47.2–89.1 72.7	26.8–60.2 35.5	28.2–75 46.9	1.1–2.7 1.8	4.2–8.9 5.9	-13.9	-101
IV	$\text{HCO}_3^- \text{Mg-Ca}$	3	0.4–0.5 0.5	7.8–8.0 7.9	331–354 340.2	11.2–28.2 18.6	8–14.2 11.1	0.5–2.5 1.5	22.9–48.1 32.7	39.5–48.2 44.6	20.4–30.2 24.9	0.8–1.5 1.3	5.4–5.9 5.7	-	-
V	$\text{HCO}_3^- \text{Na-Mg-Ca}$	3	0.4–0.8 0.6	7.7–8.3 8.0	264–450.8 357.6	3.96–5 49	10.45–4 28.9	0.7–2 1.4	36.2–79.6 56.7	23.6–50.3 37.2	19–61.1 44.2	1.1–2.5 1.8	5.5–5.8 5.6	(-13.0)–(-12.9) -13.0	(-100)–(-96) -98
VI	$\text{HCO}_3^- \text{Mg-Ca-Na}$	7	0.4–0.7 0.6	7.7–8.2 8.0	261–488 350.3	5.5–102.5 46.9	3.5–51.7 21.1	0.2–1.9 1.2	21.8–52.8 40.4	19.4–47.2 36.1	35.6–67.6 49.6	1.1–2.8 2.1	4.8–6.7 5.8	(-12.8)–(-11.9) -12.4	(-103)–(-94) -98
VII	$\text{HCO}_3^- \text{Mg-Na-Ca}$	4	0.5–0.9 0.6	8.0–8.2 8.1	316.6–427 393.5	21.3–163 63.9	5.9–80.6 30.5	0.9–3.4 2	52.1–56.9 36.8	26.8–56.2 45.1	28.2–95.4 67.7	1.3–4.1 2.4	5.1–7.8 6.6	(-12.7)–(-12.1) -12.4	(-98)–(-95) -97
VIII	$\text{HCO}_3^- \text{Mg-Na}$	5	0.5–0.8 0.7	8.0–8.1 8.0	342–371.6 356.8	20.6–23.4 22	3.6–10.1 6.9	1.2–3.1 2.1	24.2–5.7 24.9	25.7–36.4 31.1	60–63.2 61.6	1.5–5.7 3.1	5.1–6.4 5.7	-11.9	-97
IX	$\text{HCO}_3^- \text{Na-Mg}$	12	0.5–1.0 0.8	7.7–8.5 8.1	305–598 428.8	11–151.5 70.2	5.6–85.5 43.6	1.2–3.2 2.3	11.1–70.1 31	20.5–76.2 42.2	67.1–153.8 107.2	0.8–7.9 3.9	5.8–8.1 7.1	(-12.8)–(-11.0) -11.9	(-108)–(-89) -96
X	Na-HCO_3	10	0.9–1.4 1.1	8.5–8.8 8.7	485–799.1 634.6	12–116.8 45.9	10.1–144.2 50.9	0.6–6.3 1.9	13.7–70 26.3	16.2–61.8 36.7	136.7–289.4 197.4	1.1–5.6 2.5	6.4–12.2 9.3	(-11.7)–(-10.8) -11.3	(-90)–(-89) -89
XI	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na}$	1	1.1 8.5	8.5 8.5	317.9 317.9	276.9 177.9	0.6 50.5	50.5 80.6	50.5 80.6	80.6 148.8	148.8 19.5	19.5 8.6	8.6 8.6	-10.7	-82.0
XII	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$	5	1.9–3.2 1.9	8.5–8.8 8.6	701.5–787 744.3	435.7–1126 780.9	160.4–361.6 261	1.3–2.2 1.8	42.1–48.6 45.4	51.9–219.4 135.7	453.8–666 559.9	2.5–8.6 5.6	8.4–12.4 10.4	(-11.9)–(-11.1) -11.5	(-96)–(-85) -90
XIII	$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$	6	1.1–2.4 1.8	8.8 8.8	568–703.8 823.5	138.5–450.3 310.5	93.4–343.4 214.7	1.6–4.8 3.6	15.6–40.3 27.8	30.1–75.6 48.2	162.9–528.1 389.9	1.6–14.8 10.3	8.8–11.3 10.1	(-11.4)–(-11.3) -11.4	(-89)–(-88) -88
XIV	$\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$	8	0.9–4.9 3.0	8.5–8.9 8.7	481.9–1348.1 774.0	57.0–890.1 335.2	113.5–1033.7 421.3	1.1–7.2 3.1	35.5–39.4 37.1	19.6–37.2 31	197.0–1452.3 616.3	0.8–10.7 4.2	9.7–12.6 11.5	(-11.1)–(-9.5) -10.3	(-87)–(-81) -83
XV	$\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$	1	3.9 9.2	9.2 9.2	1165.0 1165.0	594.0 594.0	729.8 729.8	8.5 19.2	19.2 19.2	19.2 1148.0	1148.0 6.8	6.8 15.6	15.6 15.6	-8.0	-70

Примечание: n – кол-во проб; * – минимум, ** – максимум, *** – среднее.

В целом, анализируя состав вод, получается, что при продвижении подземных вод от горных сооружений обрамления впадины к ее центральной части растет солёность и pH вод одновременно накапливаются HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- и SO_4^{2-} , Na^+ . Слабо проявляется связь солёности с содержанием Mg^{2+} и K^+ и совсем отсутствует для Ca^{2+} . Аналогично основным анионам ведет себя и F⁻, максимальное количество которого (8.5 мг/л) фиксируется в наиболее соленой и щелочной воде. Среди микроэлементов наиболее высокими концентрациями выделяются Si, Fe, Sr, Mn, Br с содержанием (мг/л) до 15.2, 8.7, 5.1, 1.5 и 1.4 соответственно. Для одной группы микроэлементов (V, Br, B, Se, Mo, W, U) прослеживается рост их содержаний по мере роста солёности и pH вод (коэффициент корреляции $r > 0.5$), для других такое поведение не характерно [2].

Помимо химического состава вод нами был изучен изотопный состав рассматриваемых водопроявлений. По нашим данным, соотношения тяжелых изотопов воды атмосферных осадков региона подчинено линейной зависимости, которая описывается уравнением: $\delta\text{D} = 8.0 \delta^{18}\text{O} + 9.2$. Полученные значения по изотопным соотношениям подземных вод варьируют от -14.4 до -8.0 по $\delta^{18}\text{O}$ и от -108 до -70 ‰ по D. Облегченный состав водорода имели воды, отобранные на анализ из скважины, распо-

ложенной в самой западной части района исследований на более высокой отметке, а наиболее тяжелый – из скважины на юго-западном берегу оз. Зун-Торей. В целом, проявляется связь δD с координатами местности: высотой и широтой ($r = 0.7$).

Получается, что подземные воды рассматриваемого региона имеют зональный (поясной) характер. Воды, локализованные в наиболее высоко поднятых горных сооружениях, наименее минерализованные и менее щелочные. Они имеют гидрокарбонатный анионный и смешанный катионный состав. По мере снижения абсолютных отметок и продвижения воды к центральной части бессточной области растет минерализация и pH, меняется химический состав, накапливаются тяжелые изотопы воды.

Для понимания сложного поведения химических элементов и изотопных соотношений в водах методами микроскопии с помощью микрозонда и РФА был изучен минеральный состав вмещающих пород, результаты которого использовались в термодинамических расчетах. В юго-восточной части обрамления Торейской впадины на изливе скважин было установлено наличие оливинового метадолерита и метабазальта, в составе которых присутствуют в разных соотношениях первичные минералы: основные плагиоклазы $CaAl_2Si_2O_8$, клинопироксен $M'M Si_2O_6$, титаномagnetит Fe_2TiO_4 , и оливин $Mg_2Fe_2SiO_4$. Среди вторичных минералов в пределах базальтов встречаются: хлориты $(Mg, Fe)_3Al(Si)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 3(Mg, Fe)(OH)_2$ (40-50 %), кремнистое вещество SiO_2 (5-10 %), с примесью смешанного глинистого и гидрослюдного материала – iddingsite (смесь хлорита, гетита, монтмориллонита) и bowlingite $Ca_{0.25}(Mg, Fe)_3(OH)_2n$, селадонита $KMgFe_3Si_4O_{10}(OH)_2$, ломонтита $Ca(Si_4Al_2)O_{12} \cdot 4H_2O$, пренита $Ca_2Al(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, с примесью кальцита (1-4 %). Метаморфические породы северо-западной части обрамления впадины представлены сланцевидным кварцитом, в составе которого определены кварц (70-80 %), глинисто-гидрослюдистый материал: каолинит $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$, пренит, ломонтит (25-30 %) и кислые плагиоклазы (1 %). Обломки полевых шпатов интенсивно мусковитизированные, погружены в тонкозернистый мусковитовый $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ цемент (30-40 %). Рыхлые осадочные породы впадины в местах разгрузки подземных вод представлены чаще разными соотношениями каолинита, Ca-Mg-K-Na-Fe-монтмориллонитов, иллитов, альбита $NaAlSi_3O_8$, кварца SiO_2 , кальцита $CaCO_3$ и доломита $CaMg(CO_3)_2$.

Термодинамические расчеты с использованием программы [3] показали, что растворение горных пород происходит чаще в условиях насыщения подземных вод кальцитом, для достижения с которым необходимо чтобы соблюдались следующие условия: минерализация воды была не ниже 0.4 г/л, pH > 7.7, содержания HCO_3^- > 0.2 г/л и Ca^{2+} > 0.01 г/л. С ростом солености (> 0.6 г/л), pH (> 7.8), содержания HCO_3^- (> 0.3 г/л), Mg^{2+} > 0.02 г/л подземные воды насыщаются магнезитом. При достижении солености 0.8 г/л и pH > 8.2 вода приходит в равновесие со стронцианитом $SrCO_3$. Кроме рассмотренных вторичных карбонатных, сульфатных, фторидных и др. минералов, было изучено равновесие вод с алюмосиликатными породами, среди которых встречаются породы как основного, так и кислого и среднего составов. Термодинамические расчеты показали, что все без исключения воды насыщены каолинитом и иллитом. При солености выше 0.3 г/л и pH > 7.7 вода насыщается монтмориллонитами различного состава (Ca-Mt, Na-Mt, K-Mt, Mg-Mt). С ростом солености (> 0.5 г/л) и pH (> 7.9) вода приходит в равновесие с мусковитом, а при более высоких ее значениях (> 0.6 г/л) и pH > 8.0 с ломонтитом и пренитом. Свыше 0.8 г/л и pH > 8.4 устанавливается равновесие с Mg-хлоритом и альбитом. В соответствии с полученными данными выходит, что состав того или иного вторичного минерала контролируется определенным химическим составом, pH и соленостью вод, т.е. между этими параметрами и минеральными новообразованиями существует парагенетическая связь.

Проведенное исследование показывает, что с взаимодействия вод с породами горных сооружений и рыхлых отложений (пески, супеси и т.д.) впадины начинается литогенный этап формирования. Об этом говорит существенно возросшая величина pH, солености, а также содержание макрокомпонентов по сравнению с атмосферными водами этого региона [3]. На этой стадии взаимодействия воды с первичными алюмосиликатами, например, с анортитом и форстеритом, протекает с образованием каолинита по реакции:

Правомерность этой реакции подтверждается составом проанализированного базальта, слагающего горное обрамление Торейской впадины. Понятно, что растворяются и другие минералы, соответственно, в раствор переходят помимо Ca и Mg также Na, K, Fe, Si, Al и другие химические эле-

менты. Но, поскольку кларк Са в горной породе чаще выше чем Mg, Na, K [5], а Al и Si связываются каолинитом и гидрослюда уже на начальных этапах взаимодействия, Fe – сидеритом, то изначально Са будет накапливаться в воде в больших масштабах, но до стадии формирования кальцита. Образование кальцита приведет к смене I на II подтип, который отличается уже большей величиной солёности и pH вод. Для него характерно насыщение вод не только каолинитом и иллитом, но к ним добавляется монтмориллониты различного состава (Mt-Ca, Mt-Na, Mt-K). С этого момента Na постепенно накапливается в водах, не занимая при этом лидирующих позиций. Естественно, если порода обогащена Na, то процесс содообразования наступит раньше. Такая ситуация подтверждается данными состава вод в пределах базальтов. С формирования магнезита, а эта стадия наступает с IX подтипа, в воде перестает концентрироваться Mg^{2+} , поэтому в катионном составе основным становится Na^{+} .

Очевидно, что среднегорный рельеф внешней области питания, небольшая мощность рыхлых отложений на водораздельных пространствах и склонах, создают благоприятные условия для свободной инфильтрации атмосферных вод в зону трещиноватых пород и определяют направление движения трещинных вод к области разгрузки. У подножия склонов образуются многочисленные родники, далее, по мере продвижения вод по впадине к центральной ее части, дебиты источников существенно снижаются. Наблюдаемая картина объясняется разным водообменом или, что тоже самое, разным временем взаимодействия [4]. На этом этапе вода становится насыщенной по отношению к основным минеральным фазам гранитных пород (альбит, мусковит, и т. д.), и эти минералы больше не будут растворяться, они начинают осаждаться в новые минеральные комплексы.

Для объяснения причины широкого варьирования значений изотопных соотношений воды, по приведенному выше уравнению метеорных вод и по разности между измеренными и рассчитанными значениями, была вычислена величина кислородного сдвига $\Delta\delta^{18}O$. Полученные положительные числа (от 0.3 до 4.8) указывают на обогащение ее тяжелым изотопом кислорода. Участие реакций гидролиза во фракционировании изотопов воды подтверждается связью значений $\Delta\delta^{18}O$ с pH ($r=0.7$, $n=55$), т.е. с тем физико-химическим параметром, который наиболее показателен для этой оценки. На возможность разделения изотопов в результате взаимодействия воды с горной породой указывает утяжеление вод и по водороду за счет перехода H^{+} во вторичные минералы как более легкого изотопа за счет изотопного кинетического эффекта. Отсюда, отмечается обогащение их не только ^{18}O , но и D. Несмотря на то, что содержание водорода по сравнению с кислородом в породе ничтожно мало, тем не менее, нельзя исключать возможность его фракционирования с обогащением воды дейтерием. Естественно, накопление тяжелых изотопов воды возможно при ее испарении в местах разгрузки. Данный механизм применим для солеобразующего типа. Очевидно, что в сочетании с застойным режимом и испарением создаются дополнительные условия засоления вод. Поэтому, одновременно с HCO_3^{-} и Na^{+} растут содержания SO_4^{2-} и Cl^{-} . Понятно, что содовые воды в чистом виде формируются редко, поскольку накопление SO_4^{2-} и Cl^{-} трансформирует их в SO_4-HCO_3-Cl Na, HCO_3-SO_4 Na, HCO_3-Cl Na, $Cl-HCO_3$ Na и, на конечной стадии, в $Cl-HCO_3-SO_4$ Na. Замкнутый характер Торейской впадины, отсутствие поверхностного и подземного стоков увеличивает время взаимодействия воды с вмещающими породами, поэтому меняется химический и изотопный составы вод. Очевидно, что соле-накопление и содообразование – это следствие одной из стадий взаимодействия воды с горными породами, которая достигается в условиях замедленного водообмена и интенсивного испарения. Все эти процессы постепенно приводят к росту солёности вод, pH и смене химического состава, с формированием на одной из стадии содовых вод.

Список литературы

1. Обязов В. А. Пространственно-временная изменчивость атмосферных осадков в Юго-восточном Забайкалье // Известия Русского географического общества. 1996. Т. 128. № 2. С. 73-80.
2. Borzenko S. V., Drebot V. V., Fedorov I. A. Main conditions of soda-type groundwater formation: south-eastern Transbaikalian region (Russia) case study. Applied Geochemistry. 2020, Vol. 123. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104763>.
3. Bethke C. and Yeakel S. The Geochemist's Workbench Release 11 - GWB Essentials Guide. 2016. URL: <https://www.gwb.com/pdf/GWB11/GWBessentials>.
4. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза // Геохимия. 2000. Т. 28 (2). С. 260-276.