

Научная статья

УДК 556.32:556.33

DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-8

ГИДРОКАРБОНАТНЫЕ ВОДЫ В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Р. Ф. Абдрахманов, А. О. Полева, В. Н. Дурнаева

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, hydro@ufaras.ru*

В статье рассматриваются вопросы формирования и распределения гидрокарбонатных подземных вод в гидрогеологических комплексах зоны гипергенеза Южного Предуралья. Особое внимание уделено вопросам распространения гидрокарбонатных подземных вод в гидрогеологическом разрезе, имеющих наибольшее практическое значение для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения в регионе. На базе выполненных многолетних комплексных натурных и экспериментальных исследований установлено, что формирование химического состава и распространение этих вод в гидрогеологических комплексах подчиняется законам вертикальной гидрогеодинамической и газогидрохимической зональностей. Отмечено влияние техногенеза на качественный состав этих вод.

Ключевые слова: пресные гидрокарбонатные подземные воды, Южное Предуралье, распространение и формирование подземных вод, гидрогеохимическая зональность, техногенез

Благодарности: Работы выполнены по теме FMRS-2022–0013

Original article

BICARBONATE WATERS IN HYDROGEOLOGICAL COMPLEXES OF THE HYPERGENESIS ZONE OF THE SOUTHERN CIS-URALS

R. F. Abdrakhmanov, A. O. Poleva, V. N. Durnaeva

*Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
K. Marx St., 16/2, Ufa, Russia, 450077, hydro@ufaras.ru*

The article deals with the formation and distribution of bicarbonate groundwater in the hydrogeological complexes of the hypergenesis zone of the Southern Cis-Urals. Particular attention is paid to the issues of the distribution of bicarbonate groundwater in the hydrogeological section, which are of the greatest practical importance for the purposes of drinking water supply in the region. On the basis of long-term complex field and experimental studies, it has been established that the formation of the chemical composition and distribution of these waters in hydrogeological complexes is subject to the laws of vertical hydrogeodynamic and gas-hydrochemical zonality. The influence of technogenesis on the qualitative composition of these waters is noted.

Keywords: fresh bicarbonate groundwater, Southern Cis-Urals, distribution and formation of groundwater, hydrogeochemical zonality, technogenesis

Acknowledgements: the work was carried out within the framework of the Theme No. FMRS-2022–0013

Для цитирования: Р. Ф. Абдрахманов, А. О. Полева, В. Н. Дурнаева. Гидрокарбонатные воды в гидрогеологических комплексах зоны гипергенеза Южного Предуралья // Геологический вестник. 2023. № 1. С. 86–95. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-8

For citation: R. F. Abdrakhmanov, A. O. Poleva, V. N. Durnaeva. (2023) Bicarbonate waters in hydrogeological complexes of the hypergenesis zone of the Southern Cis-Urals. *Geologicheskii vestnik*. 2023. No. 1. P. 86–95. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-1-8

© Р. Ф. Абдрахманов, А. О. Полева, В. Н. Дурнаева, 2023

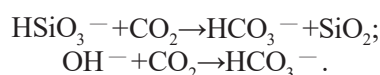
Введение

В настоящее время для хозяйственно-питьевого водоснабжения используются в основном подземные воды, и их доля постоянно растет. В России в общем балансе водоснабжения подземные воды составляют свыше 70% и в перспективе их использование будет возрастать. В Башкортостане хозяйственно-питьевое водоснабжение населения на 83% также обеспечивается за счет подземных вод [Абдрахманов, 2014].

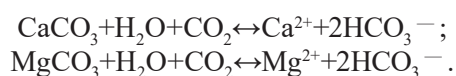
Несмотря на малую минерализацию и кажущуюся простоту химического состава подземные воды хозяйственно-питьевого назначения представляют собой достаточно сложные многокомпонентные гидрогеохимические системы. В настоящее время в пресных маломинерализованных гидрокарбонатных (содовых) подземных водах в различных концентрациях обнаруживают около 80 химических элементов. В них содержатся также, газы, микрофлора и различные органические вещества. Содовые воды обладают физиологическими свойствами, регламентирующими их для питьевых и лечебных целей, а также использования их в различных областях народного хозяйства.

I. Формирование химического состава гидрокарбонатных вод

Наибольшее практическое значение для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения имеют маломинерализованные (пресные) воды, ионный состав которых представлен главным образом гидрокарбонатами кальция и магния. В современных условиях в природных водах лишь небольшая часть гидрокарбонатов появляется вследствие дальнейшей метаморфизации продуктов химического выветривания изверженных пород по схемам [Алекин, 1970]:



Основной же источник этих ионов — широко распространенные в природе карбонатные породы (известняки, мергели, доломиты), растворение которых происходит по уравнениям:



Эти уравнения имеют важное значение для природных процессов. Прямая реакция ха-

рактеризует растворимость карбонатных пород и, следовательно, формирование состава гидрокарбонатных вод.

При характеристике условий формирования гидрокарбонатных вод наиболее **дискуссионным является формирование гидрокарбонатных натриевых (содовых) вод** [Посохов, 1975; Шварцев, 1998; Осипов, Соколов, 2013; Попов, Абдрахманов, 2013]. Общей чертой содовых вод Волго-Уральского артезианского бассейна является их невысокая минерализация (M) (0.5–0.9, иногда до 1.2–1.5 г/дм³). Газовый состав вод воздушного происхождения (кислородно-азотный), содержание (мг/дм³) O_2 –1–5, N_2 –10–30, CO_2 –20–90. Воды холодные (T –4–6°C), реакция среды околонейтральная и щелочная (pH 6.9–8.8), окислительно-восстановительный потенциал Eh всегда имеет положительные значения (+100...+300 мВ).

Среди анионов доминируют ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} , суммарное содержание которых достигает 90–98% (500–850 мг/дм³). Количество хлоридного и сульфатного ионов в отдельности обычно <5–10%. По содержанию $NaHCO_3 + Na_2CO_3$, выделяются две геохимические и, как будет показано, генетические модификации содовых вод:

1) HCO_3^- — Ca , HCO_3^- — Mg — Ca , HCO_3^- — Na — Ca слабовыраженного типа $rHCO_3^- / (rCa^{2+} + rMg^{2+})$ с M 0.3–0.8 г/дм³ и величиной pH 6.9–8.0. Содержание $NaHCO_3 + Na_2CO_3$ в их составе обычно <10–25% (60–150 мг/дм³). Представителями этой модификации являются воды, как естественных источников, так и неглубоких (до 50 м) скважин, вскрывающих верхние горизонты зоны интенсивной циркуляции, сложенные терригенными осадками широкого возрастного диапазона — от каменноугольных до четвертичных включительно (табл. 1, №№ 1–7);

2) HCO_3^- — Na с M 0.5–1.2 (реже 0.3–0.5) г/дм³ и величиной отношения $rHCO_3^- / (rCa^{2+} + rMg^{2+})$ до 40–60. По-существу — это чистый щелочной содовый раствор с величиной pH 7.4–8.8, содержанием $NaHCO_3 + Na_2CO_3$ до 80–92% или 800–1100 мг/дм³ (№№ 8–16). Иногда встречаются Cl — HCO_3^- — Na воды с M до 1.5 г/дм³.

Отличительной особенностью HCO_3^- — Na вод региона, как и других артезианских гидрогеологических структур, являются относительно высокие концентрации в них фтора: среднее значение отношения $F \times 10^4 / M$ составляет 16, тогда как для других геохимических типов подземных вод оно не превышает 4–8 [Попов, Абдрахманов, 2013].

Содовые воды первой геохимической модификации с невысоким содержанием соды свойственны

Таблица 1 Химический состав содовых вод Южного Предуралья
Table 1 Chemical composition of soda waters in the Southern Cis-Urals

№	Место отбора пробы, глубина, м	Водовмещающая порода, возраст	M, мг/дм ³	Ингредиенты, мг/дм ³ , %-моль						NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃ , мг/дм ³ , %-моль	Индекс состава воды
				HCO ₃ ²⁺ CO ₃ ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Старогусево ¹	Песчаники, P ₂ kz	387	286.8 94.0	9.6 4.0	3.5 2.0	56.1 56.5	21.9 36.3	9.2 7.2	13 1.2	C ^{MgCa}
2	Новоматы	Песчаники, P ₂ kz	479	353.9 93.8	13.5 4.5	3.6 1.7	65.3 52.6	27.0 35.8	16.1 11.6	27 5.4	C ^{Ca}
3	Новосултанбеково	Пески, N ₂	498	366.1 93.0	19.2 6.2	1.8 0.8	60.1 47.0	31.6 40.0	19.5 13.0	34 6.0	C ^{MgCa}
4	Карлыханово, 40	Песчаники, конгломераты, P ₁ a	463	311.1 86.2	37.0 13.0	1.8 0.8	53.1 44.8	17.0 23.7	43.0 31.5	88 11.5	C ^{MgNaCa}
5	Тукаево, 26	Песчаники, P ₁ a	723	445.3 77.0	102.8 22.6	1.8 0.4	53.1 27.9	41.9 36.4	78.0 35.7	101 12.0	C ^{CaNaMg}
6	Бижбуляк	Песчаники, известняки, P ₂ kz	501	370.0 95.6	2.0 0.6	8.4 3.8	60.0 47.1	19.1 24.7	41.2 29.2	127 23.8	C ^{MgNaCa}
7	Кузьминовский	Пески, N ₁	557	393.4 93.2	20.2 6.1	1.8 0.7	86.2 62.2	6.1 7.1	48.8 30.7	139 23.9	C ^{Ca}
8	Маломусино	Песчаники, P ₂ t	647	372.2 70.7	50.9 12.3	52.1 17.0	31.7 18.3	24.4 23.3	115.9 58.4	211 29.1	C ^{MgNa}
9	Покровка, 104	Алевролиты, песчаники, P ₂	465	329.2 92.4	11.9 4.2	5.3 4.4	16.0 13.4	17.6 24.3	84.7 62.3	277 54.7	C ^{MgNa}
10	Смакаево, 324	Алевролиты, песчаники, P ₂	674	280.6 51.6	157.1 36.6	37.3 11.8	8.0 4.4	6.1 5.7	184.5 89.9	311 41.5	SC ^{Na}
11	Карабаш, 88	Песчаники, P ₂ kz	555	353.9 84.7	48.0 14.6	1.8 0.7	12.0 8.7	4.9 5.9	134.5 85.4	403 70.1	can
12	Теняево, 54	Песчаники, алевролиты, P ₂ kz	596	425.0 96.8	6.6 1.8	3.6 1.4	10.0 6.8	14.6 15.6	136.6 77.6	479 74.4	C ^{Na}
13	Кельтей, 108	Песчаники, P ₂ kz	631	427.1 90.9	28.8 7.8	3.6 1.3	8.0 5.2	4.9 5.2	158.6 89.6	521 80.5	C ^{Na}
14	Чуганак, 96	Песчаники, P ₂ kz	794	549.2 93.7	24.0 5.2	3.6 1.1	10.0 5.2	2.4 2.1	204.6 92.7	697 86.4	C ^{Na}
15	Чуганак, 145	Песчаники, P ₁ u	887	5980 91.2	36.0 7.0	7.1 1.8	2.8 1.3	1.8 1.4	241.4 97.3	799 88.5	C ^{Na}
16	Алексеевка, 83–110	Песчаники, аргиллиты, P ₂ kz	1178	835.6 97.6	12.5 1.8	3.2 0.6	12.0 4.1	3.6 2.1	311.5 94.8	1109 92.4	C ^{Na}

¹ Водопункты с неуказанной глубиной отбора пробы являются источниками

как источникам, так и неглубоким (<50 м) скважинам, вскрывающим горизонты зоны интенсивной циркуляции, сложенные терригенными осадками широкого возрастного диапазона — от каменноугольных до четвертичных включительно. HCO₃ — Na воды второй модификации приурочены исключительно к верхнепермским отложениям (глинистым песчаникам, алевролитам, переслаивающимся с глинами, аргиллитами и мергелями). Они имеют очаговое распространение на глубине до 100–150 м (табл. 2) в слабопроницаемых

«ядрах» водоразделов Волго-Камского бассейна, сложенных наиболее глинистыми разностями терригенных пород, а также в центральных частях верхнепермских мульд Предуралья бассейна на глубине до 300–320 м (см. табл. 2, № 10). В гидрогеодинамическом отношении HCO₃ — Na воды тяготеют к верхним горизонтам зоны затруднённого водообмена, расположенной ниже врезов гидрографической сети. В поддолиных частях разреза HCO₃ — Na воды отсутствуют. С глубиной HCO₃ — Na воды, как отмечалось,

сменяются водами $SO_4 - Na$ состава с M 1.5–20.9 г/дм³.

Условия залегания подземных содовых вод, гидрогеодинамическая обстановка в зоне гипергенеза Урало-Поволжья дают полное основание утверждать о неприемлемости седиментогенной (не говоря уже о ювенильной) гипотезы происхождения подземных содовых растворов. Поэтому решение проблемы происхождения их надо искать в анализе инфильтрационных процессов, протекающих в гетерогенной системе «вода — порода — газ — ОВ».

Считается общепризнанным, что гидрокарбонатные и карбонатные ионы в содовых водах имеют главным образом биохимическое и атмосферное происхождение и образуются в результате растворения в воде CO_2 . В вопросе же об источниках поступления в гидрокарбонатные воды ионов натрия мнения исследователей расходятся. По этому поводу предложено несколько альтернативных гипотез, основанных на различных физико-химических и биохимических процессах содообразования. К главным из них принадлежат следующие процессы:

1) углекислотное выщелачивание (гидролиз) натриевых минералов из полевошпатовых образований различного генезиса (магматических, метаморфических, осадочных);

2) биохимическое восстановление (десульфирование) сульфатов $SO_4 - Na$ вод, заключённых в осадочных породах;

3) выщелачивание содоносных минералов, захороненных в породах в ходе континентального седиментогенеза;

4) обменно-адсорбционные процессы, сопровождающиеся поступлением в подземные воды натрия из ПК осадочных глинистых пород.

Имея в виду специфику литолого-гидрогеохимических условий региона (отсутствие в подземных водах H_2S , а в породах и поровых растворах Na_2CO_3), из числа вероятных процессов содообразования следует сразу же исключить процессы десульфирования в верхнепермских осадках и выщелачивания из них содовых минералов.

Как известно, ископаемые месторождения и проявления природной соды встречаются чрезвычайно редко. Крупнейшим из них является месторождение троны в эоценовой озерно-континентальной формации Грин-Ривер (штат Вайоминг, США). В ней были обнаружены слабоминерализованные содовые воды, своим происхождением, видимо, обязанные растворению содовых минералов.

Минеральные соли содового типа в рассеянном состоянии известны и в палеозойских отложениях (Припятская впадина, Донбасс и др.). Однако наибольшее количество этих проявлений относится к четвертичному периоду (озёра Северной Америки и Восточной Африки, Кулунды и Барабы на юге Западной Сибири и в других регионах). Вместе с тем в пределах территории нашей страны подземные воды собственно содоносных отложений не известны [Попов, Абдрахманов, 2013].

При оценке возможного появления в верхнепермском разрезе первичных содовых вод за счёт экстракции из пород содосодержащих минералов, захороненных в ходе континентального галогенеза, следует учитывать, что эти минералы (термонатрит, натрон, трона, нахколит) очень хорошо растворимы в воде. Например, растворимость $Na_2CO_3 \times 10H_2O$ составляет 194 г/дм³ при 18°C. Поэтому с позиции этой гипотезы трудно объяснить низкую M содовых вод, которая в Волго-Уральском бассейне, как указывалось, <1.0–1.5 г/дм³.

Вызывает большие сомнения и сама вероятность сохранения легкорастворимого соединения Na_2CO_3 в верхнепермском комплексе, находящемся в обстановке подземной химической денудации. Как показали расчёты, время одного цикла полного водообмена в этой части верхнепермского разреза Волго-Уральского бассейна в современную эпоху составляет тысячи лет. Следовательно, за длительный субаэральный этап развития территории (около 200 млн. лет) верхнепермские осадки претерпели многократный промыв метеогенными водами, даже если учесть более низкие скорости движения вод в донеоген-четвертичную эпоху. Поэтому породы должны утратить изначальную содовую засоленность, даже если гипотетически и допустить её существование в позднем палеозое.

Что же касается процессов биохимического десульфирования, то при оценке их гидрогеохимической значимости надо иметь в виду следующие обстоятельства. M $SO_4 - Na$ вод в Волго-Уральском бассейне достигает 15–20 г/дм³, тогда как $HCO_3 - Na$ редко >1 г/дм³. Газовый состав и первых, и вторых — кислородно-азотный. Сероводород, являющийся продуктом восстановления серы сульфатов, среди атмосферных газов отсутствует. Отсюда можно уверенно заключить, что биохимические процессы также не причастны к образованию содовых вод региона.

Основными конкурирующими концепциями формирования подземных содовых вод на протя-

жении долгого времени были и в настоящее время остаются две:

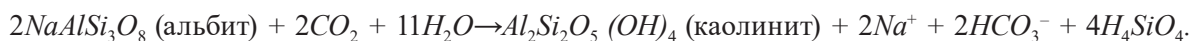
1) гидrolитическая (Т. П. Афанасьев, К. Е. Питьева, А. Б. Островский, К. В. Филатов, Ф. Ф. Кларк, Е. В. Посохов, С. Л. Шварцев и др.);

2) обменно-адсорбционная (М. Г. Валяшко, В. А. Сулин, И. Я. Пантелеев, А. Н. Бунеев, Г. Н. Каменский, В. С. Самарина, С. Р. Крайнов, В. Г. Попов, Р. Ф. Абдрахманов, И. Н. Тугуши, Б. М. Шенькман и др.).

В литературе эти концепции известны под названиями «геологическая» и «физико-химическая». Такое разделение носит условный характер, поскольку в основе обеих концепций лежат конкретные литолого-гидрогеохимические взаимодействия, протекающие в геологических структурах земной коры. Анализ этих процессов применительно к со-

довым водам осадочных бассейнов Урало-Поволжья и Кавказа, а также гидрогеологических массивов Южного Урала выполнен в работе В. Г. Попова и Р. Ф. Абдрахманова [Попов, Абдрахманов, 2013].

Среди гидрогеологов Волго-Уральской области, довольно широко были распространены представления о происхождении содовых вод в связи с разложением полевошпатовых пород. Однако обычное растворение и выщелачивание полевых шпатов метеогенными кислородно-азотными водами не может явиться причиной накопления в них значительных количеств натрия и образования содовых растворов хорошо выраженного первого типа. Основной формой химического выветривания алюмосиликатов является гидролиз, интенсивность которого зависит от содержания в подземных водах CO_2 :



Как видно, источником натрия и кальция являются входящие в состав пород минералы альбит и анортит, а гидрокарбонатный ион образуется из воды и CO_2 биохимического и воздушного происхождения. Одновременно появляется новообразование в виде глинистого минерала каолинита, слагающего коры выветривания по полевошпатовым породам.

Терригенная верхнепермская формация Предуралья мощностью до 300–500 м, как указывалось, является продуктом седиментогенеза в лагунно-морских, морских и лагунно-континентальных бассейнах, в которые на протяжении десятков миллионов лет происходил снос обломочного материала за счёт разрушения магматических и метаморфических образований горно-складчатого Урала. Анализом петрографического состава установлено, что в обломочном материале верхнепермских глинистых песчаников, являющихся основными коллекторами содовых вод, содержится (%): кремнистых пород и кварца 10–40, серпентинитов 5–30, порфиритов 5–25, кислых эффузивов 5–10, слюд 5–15, полевых шпатов и карбонатов по 5–15. Полевые шпаты представлены в основном смешанными *Ab* — *An* разновидностями: олигоклазом, андезином и др. Исходным веществом для них явились первичные эндогенные алюмосиликаты кристаллических пород Урала.

Цемент песчаников преимущественно глинистый и карбонатно-глинистый. По степени уплот-

нения — это слабо- и среднелитифицированные осадки, соответствующие стадиям позднего диagenеза и раннего катагенеза. Тип водопроницаемости — поровый и трещинно-поровый. Более плотным сложением отличаются порово-трещинные алевролиты, а также глины и образовавшиеся из них при литификации аргиллиты, обладающие микротрещиноватостью.

Из приведенных литолого-минералогических данных следует, что в Волго-Уральском бассейне при воздействии инфильтрационных вод на породы указанного состава в результате гидролиза полевошпатовых алюмосиликатных пород с параллельно протекающим выщелачиванием хорошо растворимых карбонатов возможно формирование содовых вод, среди катионов которых будут превалировать щелочноземельные компоненты, т. е. вод первой модификации. Но гидrolитическими процессами в полиминеральных сильно карбонатизированных полевошпатовых породах вряд ли можно объяснить происхождение HCO_3^- — *Na* вод второй модификации.

II. Распространение гидрокарбонатных вод в гидрогеологических комплексах

Южное Предуралье охватывает восточную часть Волго-Уральского артезианского бассейна. Распределение подземных вод в осадочной толще Волго-Уральского бассейна контролируется вертикальной гидрогеодинамической и газогидрохи-

мической зональностями, отражающими историю его гидрогеологического развития и современные процессы в системе вода — порода — газ — органическое вещество [Абдрахманов, 2014]. Суть их заключается в последовательном замещении с глубиной (см. табл. 2, рис. 1) гидрокарбонатных вод (до 1 г/дм³) сульфатными (1–20 г/дм³), сульфатно-хлоридными (5–35 г/дм³) и хлоридными (35–400 г/дм³). Одновременно происходит смена водорастворенных газов от кислородно-азотного до сероводородно-углекисло-метаново-азотного, азотно-метанового и метанового, снижение величин Eh (от +650 до –450 мВ) и pH (от 9 до 5).

Зона пресных (до 1 г/дм³) гидрокарбонатных (питьевых) вод приурочена к породам широкого возрастного диапазона (от четвертичных на платформе до девонских на западном склоне Урала) и в гидрогеодинамическом отношении соответствует зоне интенсивной циркуляции. Мощность (H) ее колеблется от 20–50 м в долинах рек до 150–200 м на водоразделах, а на Уфимском плато достигает 500–800 м (см. рис. 2, 3). Скорости движения вод (v) в зависимости от фильтрационных свойств пород и гидравлического градиента изменяются от десятков и сотен метров до десятков километров в год, а сроки полного водообмена (t) — от десятков до первых сотен лет.

В составе гидрокарбонатной зоны выделяются две подзоны (см. табл. 1, рис. 2): верхняя — кальциевых (магниево-кальциевых) и нижняя — натриевых вод. Мощность последней обычно колеблется от 20 до 100 м и редко более (Юрюзано-Айская впадина).

Зона сульфатных солоноватых и соленых вод развита повсеместно, исключая очаги природного (долины Камы, Белой и др.) и техногенного (районы некоторых нефтяных месторождений) влияния глубинных рассолов. К ней относятся сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный классы вод с минерализацией от 1–3 до 15–20 г/дм³, формирующиеся в окислительной геохимической среде главным образом в пермских гипсоносных отложениях. В гидрогеодинамическом отношении она отвечает как зоне интенсивной циркуляции (выше вреза эрозионной сети), так и зоне затрудненного водообмена, где скорости движения подземных вод снижаются до десятков метров в год, а время полного водообмена, напротив, возрастает до сотен и тысяч лет.

Глубина залегания сульфатных вод изменяется от 0 до 250 м и более. Средняя мощность зоны составляет около 100–150 м, в юго-западных районах Башкортостана она достигает 300 м, что в два раза и более превышает мощность расположенной выше гидрокарбонатной зоны. В пределах зоны заключены основные ресурсы лечебно-питьевых вод инфильтрационного происхождения, ведущую роль в формировании состава которых играют процессы экстракции из пород гипса и ионообменные явления с участием поглощенного комплекса пород.

Кислородно-азотный и азотный состав сульфатных вод формируется за счет поступления вместе с инфильтрационными водами газов воздуха и только в редких случаях при глубоком погружении подошвы зоны и большой ее мощ-

Таблица 2 Сопоставление гидрогеодинамической (ГД), гидрогеохимической (ГХ) и газовой (ГЗ) зональностей зоны гипергенеза Южного Предуралья

Table 2 Comparison of hydrogeodynamic, hydrogeochemical and gas zonality of the hypergenesis zone of the Southern Cis-Urals

Этажи	ГД					ГЗ				ГХ					T°С P, ат
	Зоны	H, м	v, м/год	t, 10 ⁶ лет	Генезис вод	Зоны	Газо-содержание, см ³ /л	$\frac{Ar \times 100}{N_2}$	He / Ar	Зоны	Подзоны	M, г/дм ³	pH	Eh, мВ	
Верхний	Интенсивного водообмена	50–250	n10 ³ –10n	10 ⁻⁵ –10 ⁻³	Инфильтрационный	O ₂ –N ₂	15–50	> 1,2	< 0,4	HCO ₃	Mg–Ca	0,3–1,0	6,7–8,5	+100 ... +650	
	Na	0,5–1,7	7,3–8,5	+100 ... +300											
Затрудненного водообмена	50–350	n	10 ⁻³ –10 ⁻¹	Инфильтрационный	O ₂ –N ₂	15–50	> 1,2	< 0,4	SO ₄	Mg–Ca	1–3	7,3–8,4	+250 ... –150		
										Na	1,5–20	7,4–8,8			

ности в газовой фазе присутствует H_2S , генетически связанный с биохимическими процессами в сульфатизированных и битуминозных пермских породах. Концентрация O_2 вниз по разрезу зоны в связи с его расходом на окисление органического вещества, железа, сульфидов снижается от 4–5 мг/дм³ до нуля, а величина Eh — от +250 до –150 мВ. Кислотно-щелочной потенциал pH изменяется от 7.3 до 8.8; T 4–10°C (см. табл. 1).

По катионному составу воды сульфатной зоны относятся к двум основным группам — кальциевой (магниево-кальциевой) и натриевой (кальциево-натриевой), — соответствующим гидрогеохимическим подзонам гипсовых и глауберовых вод.

Минерализация вод верхней подзоны обычно не превышает 2.5–2.6 г/дм³. Это типичные воды выщелачивания гипсов, загипсованных терри-

генных и карбонатных пород, в составе которых преобладают сульфат-ион (до 80–90%), кальций и магний (до 90–98% суммарно). Мощность подзоны изменяется от 10 до 100 м.

Сульфатные натриевые воды нижней подзоны приурочены к исключительно терригенным гипсоносным пермским осадкам лагунно-морского происхождения, залегающим ниже днищ основных рек региона. Наиболее развиты они в верхнепермских отложениях на западе региона, где глубина залегания кровли подзоны изменяется от 10–20 м в долинах рек до 200 м на водоразделах. Мощность ее в среднем 100 м. В Предуральском бассейне сульфатные натриевые воды вскрываются на глубине до 100–300 м; мощность подзоны здесь может достигать 120–150 м.

Минерализация сульфатных натриевых вод колеблется от 1.4 до 20, обычно 3–10 г/дм³, причем рост ее происходит с глубиной. При величине минерализации до 6.0–6.5 г/дм³ воды по катионному составу обычно кальциево-натриевые или смешанные (трехкомпонентные). В более минерализованных водах ведущее значение среди катионов принадлежит натрию (до 85–90%), что в абсолютном выражении составляет 4–5 г/дм³. Образование сульфатных натриевых вод, как будет показано, обусловлено двумя взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами, стимулирующими друг друга: экстракцией $CaSO_4$ и обменной адсорбцией между кальцием раствора и натрием поглощенного комплекса пород.

Зона сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 5–36 г/дм³, как и лежащая выше, связана главным образом с пермскими отложениями и характеризуется условиями затрудненного гидрогеодинамического режима. В геохимическом отношении зона занимает промежуточное положе-

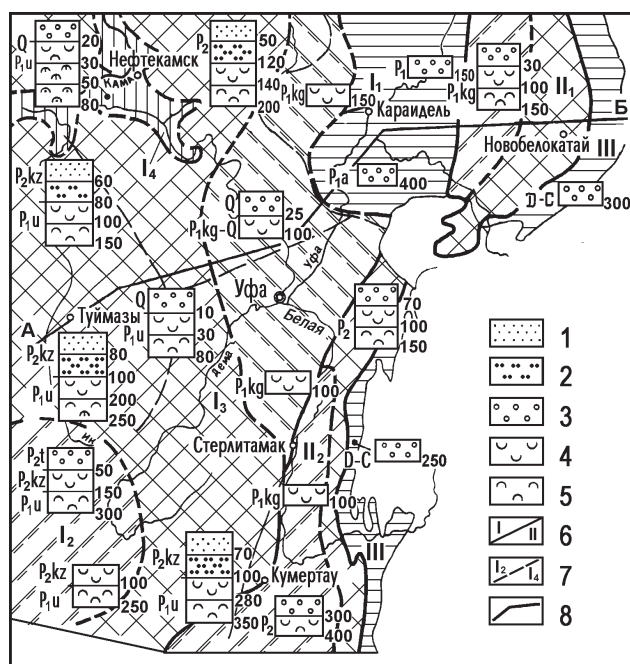


Рис. 1. Гидрогеохимическая схема зоны гипергенеза Южного Предуралья [Абдрахманов, 2014]

Условные обозначения: Гидрогеологические структуры: I — Волго-Камский артезианский бассейн (АБ) (I₁ — Пермско-Башкирский свод, I₂ — Татарский свод, I₃ — юго-восточный склон Русской плиты, I₄ — Бирская и Верхне-Камская впадины), II — Предуральский АБ, II₁ — Юрюзано-Сылвинский АБ, II₂ — Бельский АБ; III — Западно-Уральский АБ; 1–5 — химический состав и минерализация подземных вод, г/дм³ (на колонках): 1 — гидрокарбонатные кальциевые (до 0.5), 2 — гидрокарбонатные натриевые (0.5–1.7), 3 — гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные разнообразного катионного состава (до 1), 4 — сульфатные кальциевые (1–3); 5 — сульфатные, натриевые и кальциево-натриевые (3–10, редко более), (цифра справа у колонки — глубина распространения вод соответствующего состава, м, слева — индекс водовмещающих пород); 6, 7 — границы тектонических элементов первого (6) и второго (7) порядков; 8 — линия гидрогеохимического разреза

Fig. 1. Hydrogeochemical scheme of the hypergenesis zone of the Southern Cis-Urals [Abdrakhmanov, 2014]

Legend: Hydrogeological structures: I — Volga-Kama Artesian Basin (AB) (I₁ — Permian-Bashkir arch, I₂ — Tatar arch, I₃ — southeastern slope of the Russian Plate, I₄ — Birk and Upper Kama depressions), II — Cis-Ural AB, II₁ — Yuryuzan — Sylva AB, II₂ — Belaya AB; III — West Ural AB; 1–5 — chemical composition and mineralization of groundwater, g/dm³ (on columns): 1 — calcium bicarbonate (up to 0.5), 2 — sodium bicarbonate (0.5–1.7), 3 — bicarbonate, rarely sulfate-bicarbonate and chloride-bicarbonate of various cationic composition (up to 1), 4 — calcium sulfate (1–3); 5 — sulfate, sodium and calcium-sodium (3–10, rarely more), (the figure on the right of the column is the depth of water distribution of the corresponding composition, m, on the left is the index of water-bearing rocks); 6, 7 — boundaries of tectonic elements of the first (6) and second (7) orders; 8 — hydrogeochemical section line

ние, отличаясь окислительно-восстановительной обстановкой (Eh от +100 до -180 мВ; pH 6.7–7.5), газами атмосферного (O₂, N₂) и биохимического (H₂S) происхождения. Поэтому в зависимости от газового состава минеральные сульфатно-хлоридные воды могут быть использованы или в лечебно-питьевых, или в бальнеологических целях.

В низовье Белой и долине Камы азотные сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды (6.2–13.6 г/дм³) вскрываются на глубине 25–80 м в верхнепермских отложениях. Основную роль в их формировании играют процессы смешения разгружающихся из подкунгурских комплексов хлоридных натриевых рассолов с сульфатными кальциевыми водами верхнепермских отложений.

В долине р. Ик сульфатно-хлоридные натриевые воды (17–36 г/дм³) приурочены к ассельско-ар-

тинским породам. Они вскрываются на глубине 120–300 м и содержат H₂S (62–585 мг/дм³).

К востоку от меридиана г. Уфы, в краевой части Волго-Камского бассейна и в Предуральском бассейне сероводородные сульфатно-хлоридные воды (5–30 г/дм³) установлены в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях нижнепермского возраста, а в Западно-Уральском бассейне — в карбонатных каменноугольных и девонских отложениях. Мощность зоны здесь достигает 250 м (см. рис. 1).

Необходимо также отметить, что пресные подземные воды сильно подвержены антропогенному влиянию. Под влиянием техногенеза их гидрогеохимическая зональность нарушается, особенно значимые изменения происходят в верхней гидродинамической зоне, заключающей пресные гидрокарбонатные воды в четвертичных

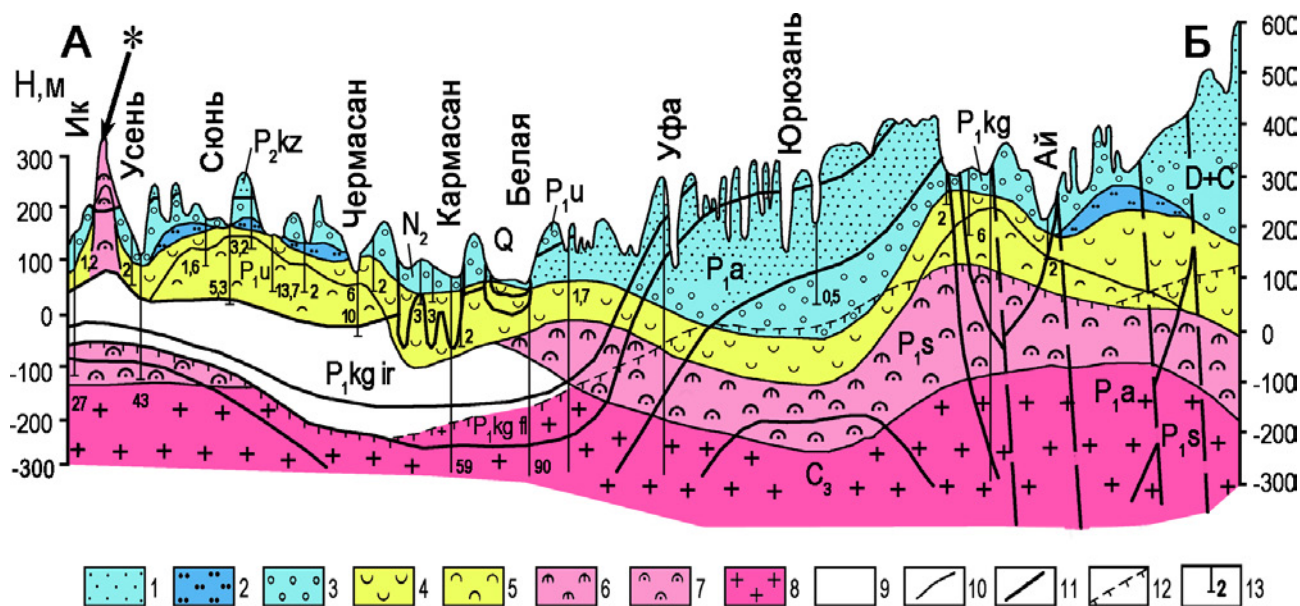


Рис. 2. Гидрохимический разрез зоны гипергенеза Южного Предуралья по линии А-Б

Условные обозначения: 1–8 — химический состав и минерализация подземных вод (г/дм³): 1 — гидрокарбонатные кальциевые (до 0.5), 2 — гидрокарбонатные натриевые (0.5–1), 3 — гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные разнообразного катионного состава (до 1), 4 — сульфатные кальциевые (1–3), 5 — сульфатные натриевые и кальциево-натриевые (3–10, редко более), 6 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые (3–10), 7 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные натриевые (10–36), 8 — хлоридные натриевые (>36), 9 — относительно водоупорные галогенные породы кунгурского яруса пермской системы; 10 — гидрогеохимические границы; 11 — стратиграфические границы; 12 — верхняя граница распространения сероводородных вод, 13 — скважина: цифра справа — минерализация (г/дм³); * — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, хлоридные натриевые (1.3–28.1) в зоне влияния Туймазинского нефтяного месторождения

Fig. 2. Hydrochemical section of the hypergenesis zone of the Southern Cis-Urals along the A-B line

Legend: 1–8 — chemical composition and mineralization of groundwater (g/dm³): 1 — calcium bicarbonate (up to 0.5), 2 — sodium bicarbonate (0.5–1), 3 — bicarbonate, less often sulfate-bicarbonate and chloride-bicarbonate of various cationic composition (up to 1), 4 — calcium sulfate (1–3), 5 — sulfate sodium and calcium-sodium (3–10, rarely more), 6 — sulfate-chloride calcium-sodium (3–10), 7 — sulfate-chloride calcium-sodium and chloride sodium (10–36), 8 — chloride sodium (>36), 9 — relatively water-resistant halogen rocks of the Kungur stage of the Permian system; 10 — hydrogeochemical boundaries; 11 — stratigraphic boundaries; 12 — upper boundary of the distribution of hydrogen sulfide waters, 13 — well: figure on the right — mineralization (g/dm³); * — sulfate-chloride calcium — sodium, sodium chloride (1.3–28.1) in the zone of influence Tuymazy oil field

и пермских отложениях. В Южном Предуралье, одном из старейших регионов нефтедобычи, эти воды интенсивно трансформируются под влиянием нефтепромысловых сточных вод [Абдрахманов, Полева, 2022]. Высокая способность хлоридных вод к миграции, отсутствие надежных водоупоров в пермском комплексе, широкое развитие процессов вертикальной фильтрации и плотностной конвекции минерализованных вод через слабопроницаемые слои способствуют осолонению пресных подземных вод на всю мощность (до 150–250 м) в течение нескольких лет с момента начала загрязнения. По данным наших многолетних наблюдений и гидродинамических расчетов, даже при устранении источника поступления загрязняющего рассола в водоносные горизонты время самоочищения их составляет десятки и сотни лет.

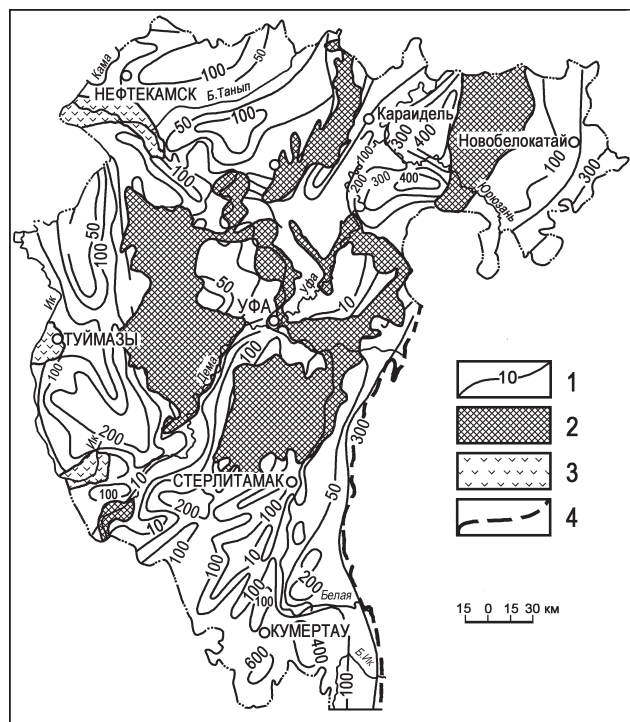


Рис. 3. Карта мощности зоны гидрокарбонатных вод Южного Предуралья [Абдрахманов, 2014]

Условные обозначения: 1 — изолинии мощности гидрокарбонатных вод, м; 2 — участки спорадического распространения гидрокарбонатных вод; 3 — участки интенсивного техногенного воздействия на подземные воды; 4 — граница между Волго-Уральским артезианским бассейном и Уральской гидрогеологической складчатой областью

Fig. 3. Thickness map of the zone of bicarbonate waters of the Southern Cis-Urals [Abdrakhmanov, 2014]

Legend: 1 — isolines of thickness of bicarbonate waters, m; 2 — areas of sporadic distribution of bicarbonate waters; 3 — areas of intensive anthropogenic impact on groundwater; 4 — the border between the Volga-Ural Artesian basin and the Ural hydrogeological folded region

Заключение

Пресные подземные воды распределены по территории Южного Предуралья крайне неравномерно и в целом проблема водоснабжения становится важнейшей социальной задачей. Распределение и формирование подземных вод в осадочной толще Волго-Уральского бассейна контролируется вертикальной гидрогеодинамической и газогидрохимической зональностью, отражающими историю его гидрогеологического развития и современные процессы в системе вода-порода-газ-органическое вещество, где происходит последовательное замещение с глубиной гидрокарбонатных вод сульфатными, сульфатно-хлоридными и др.

Верхняя гидрокарбонатная зона развития пресных подземных вод в Южном Предуралье, используемых для хозяйственно-питьевого снабжения региона, подвержена мощному техногенному влиянию, особенно в районах нефтедобывающего техногенеза.

Накопленная многолетняя гидрогеологическая информация (родниковый сток, эксплуатационные запасы и ресурсы и др.), включающая данные по распространению пресных подземных вод в регионе, диктует необходимость создания ГИС-проекта.

Список литературы

- Абдрахманов Р. Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. — Уфа: Гилем, Башк. энцикл., 2014. — 416 с.
- Абдрахманов Р. Ф., Полева А. О. Мониторинг подземных вод в районах нефтедобывающего техногенеза // Геологический вестник. — 2022. — № 3. — С. 126–145. Doi: 10.31084/2619–0087/2022-3-11
- Алекин О. А. Основы гидрохимии. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 442 с
- Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швец В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. — М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. — 672 с.
- Осипов В. И., Соколов В. Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. — М.: ГЕОС, 2013. — 576 с.
- Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. — Уфа: Гилем, 2013. — 356 с.
- Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия. — Л.: Недра, 1975. — 208 с.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1998. — 367 с.

References

Abdrakhmanov R. F. (2014) Presnye podzemnye i mineral'nye lechebnye vody Bashkortostana [Fresh Groundwater and Mineral Medicinal Water Reserves of Bashkortostan]. Ufa: Gilem, Bashkir Encyclopedia Press. 416 p. (in Russian).

Abdrakhmanov R. F., Poleva A. O. (2022) Monitoring podzemnykh vod v raionakh neftedobyvayushchego tekhnogeneza [Groundwater monitoring in areas of oil-producing technogenesis] // *Geologicheskii vestnik*, (3) 128–145. (In Russian).

Alekin O. A. (1970) Principles of Hydrochemistry. Gidrometeoizdat, Leningrad, 442 p. (in Russian).

Kraynov S. R., Ryzhenko B. N., Shvets V. M. (2012) *Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskiye, prikladnyye i ekologicheskiye aspekty* [Geochemistry of ground-

water. Theoretical, applied and ecological aspects]. Moscow: TsentrLitNefteGaz (Publ.), 672 p. (In Russian).

Osipov V. I., Sokolov V. N. (2013) *Gliny i ikh svoystva. Sostav, stroeniye i formirovaniye svoystv* [Clays and their properties. Composition, structure and formation of properties]. Moscow: GEOS (Publ.), 576 p. (In Russian).

Popov V. G., Abdrakhmanov R. F. (2013) *Ionoobmennaya kontseptsiya v geneticheskoy gidrogeokhimi* [Ion exchange concept in genetic hydrogeochemistry]. Ufa: Gilem (Publ.), 356 p. (In Russian).

Posokhov E. V. (1975) *Obshchaya gidrogeokhimiya* [General hydrogeochemistry]. Leningrad: Nedra (Publ.). 208 p. (In Russian).

Shvartsev S. L. (1998) *Gidrogeokhimiya zony gipergeneza* [Hydrogeochemistry of the hypergenesis zone]. Moscow: Nedra (Publ.). 367 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Абдрахманов Рафил Фазылович, доктор геол.-минер. наук, профессор, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. hydro@ufaras.ru

Полева Александра Олеговна, кандидат биологических наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. hydro@ufaras.ru

Дурнаева Вера Николаевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. hydro@ufaras.ru

About the authors:

Abdrakhmanov Rafil Fazilovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. hydro@ufaras.ru

Poleva Aleksandra Olegovna, candidate of biological sciences Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. hydro@ufaras.ru

Durnaeva Vera Nikolaevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. hydro@ufaras.ru

Статья поступила в редакцию 30.12.2022; одобрена после рецензирования 08.02.2023; принята к публикации 13.03.2023

The article was submitted 30.12.2022; approved after reviewing 08.02.2023; accepted for publication 13.03.2023