

## МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ СИЛЬНОЩЕЛОЧНЫХ ВОД В СКВАЖИНЕ ЧУЛЫМСКОЙ («ОМЕГА», ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №14-05-31095-мол\_а, № 13-05-98070-р\_Сибирь\_а  
и № 13-05-00062\_а, 14-05-00171\_а.

На примере минеральной воды «Омега» впервые детально исследован микрокомпонентный состав уникальных щелочных вод Чулымского бассейна, который подтвердил инфильтрационное происхождение их. Показано, что воды обеднены микрокомпонентами, за исключением Na, Si, Sc, I, Ga и As.

**Ключевые слова:** содовые воды; минеральная вода «Омега»; Чулымский бассейн; макро- и микрокомпонентный состав.

### Введение

На юго-восточной окраине Западно-Сибирского артезианского бассейна на глубинах от 600 до 1 300 м развиты необычные для этих горизонтов содовые воды. Их уникальность заключается в том, что они являются весьма пресными (соленость 0,25–0,6 г/л), но сильнощелочными (рН 9,1–10,3). Такие щелочные воды известны в ряде районов мира: Омане, Португалии, Японии, Италии, Иордании, России (Кольский полуостров, Забайкалье) и других местах. Обычно они связаны с основными и ультраосновными породами [1–3], серпентинитами [4], сиенитами [5] и гранитами [6, 7]. В данном случае щелочные воды распространены в осадочных породах и никак не связаны с магматическими. Для выявления этой проблемы автором проводится изучение конкретных условий формирования пресных щелочных вод [8–10]. В статье представлены результаты одного из этапа этих исследований – изучение особенностей микрокомпонентного состава данных вод.

### Объект исследований

Сильнощелочные воды встречаются в двух скважинах: Чулымской, на глубине 1 266–1 277 м (отложения нижнего мела), и Касской, в интервалах глубин 640–710 ( $K_2$ ) и 1 030–1 040 м ( $K_1$ ). Площадное развитие этих вод определить трудно, так как не хватает данных. Имеются литературные данные [11–13] по химическому составу по 12 скважинам в районе (рис. 1), где в интервале глубин 300–2 000 м зафиксированы аналогичные по составу воды: пресные содовые с относительно щелочной реакцией среды (рН от 8 до 9).

Чулымская опорная скважина находится в 1,5 км от с. Тегульдэт и в 200 км от г. Томска. Пробурена в 1956 г. до глубины 3 001 м в связи с поисками нефти и газа. С 1993 г. из нее добывается питьевая лечебно-столовая вода «Омега». Поскольку скважина эксплуатируется, вода детально изучена на химический, газовый и изотопный состав. Впервые исследован микрокомпонентный состав данной воды.

Касская опорная скважина административно находится на территории Красноярского края. Скважина законсервирована, нет возможности для ее опробования, имеются лишь литературные данные [11] по составу вод.

### Фактический материал и методы исследования

Состав подземных вод из скважины Чулымской получен при проведении полевых работ сотрудниками ТФ ИНГТ СО РАН и НИ ТПУ в 2009–2013 гг., а также по данным Томского НИИ курортологии и физиотерапии (1994–2006 гг.). Всего с 1994 по 2013 г. из скважины отобраны и проанализированы 15 проб воды. В каждой точке гидрогеохимического опробования *in situ* определены параметры быстроизменяющихся компонентов, таких как  $Eh$ ,  $pH$ , температура,  $HCO_3^-$ ,  $CO_2$ ,  $CO_3^{2-}$  и др. Стационарно воды исследовались в проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории ТПУ, зарегистрированной в Системе аналитических лабораторий Госстандарта России. Для проведения полного химического анализа вод использовались традиционные методы, а также методы спектрального, атомно-абсорбционного анализа и др. Микрокомпонентный состав воды определялся масс-спектральным методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в двух организациях: в химико-аналитическом центре «Плазма» (г. Томск) и в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы (Национальный центр научных исследований, Франция). Всего проанализированы три пробы.

### Геология, гидрогеология района и состав вмещающих отложений

В геолого-структурном отношении территория исследований находится в зоне прогиба фундамента (Чулымский прогиб) Западно-Сибирской плиты на сочленении с Алтае-Саянской складчатой областью и Енисейским кряжем. В гидрогеологическом отношении район исследований приурочен к Чулымскому артезианскому бассейну, в разрезе которого отсутствует региональный  $K-P$  водоупор, характерный для Западно-Сибирского бассейна. Благодаря этому факту, а также наличию стока пресных трещинно-жильных вод Алтае-Саянского горного обрамления по зоне глубинных разломов в сторону бассейна и большим мощностям песчаников с высокими значениями пористости, пресные воды развиты до глубины 2 км. Питание вод происходит с Алтае-Саянского горного обрамления, где распространены пресные

слабощелочные и щелочные воды в гранитах и метаморфических породах [11, 12].

Продуктивный водоносный горизонт их приурочен к иллекской свите, представленной осадочными обломочными породами (песчаниками и алевролитами) нижнемелового возраста (*K<sub>1il</sub>*) континентального генезиса. Отложения состоят из песков, песчаников и алевролитов, в основном кварцево-полевошпатовых, реже конгломератов. В составе песков и супесей до 50% кварца и до 40% кислых и основных плагиоклазов, К-полевых шпатов. Песчаники ожелезнены (присутствуют окислы железа до 2% и сидерит до 2,8%), карбонатность варьирует от 4 до 29%. Из акцессорных минералов широко распространены минералы группы эпидота (до 70% от содержания тяжелой фракции), зеленая роговая обманка (до 45%) и ильменит с магнетитом (до 25%). Из глиен представлены гидрослюда, монтмориллонит и хлорит до 2%. Состав водовмещающих отложений взят из отчетов [14, 15].

### Химический состав вод

Как показывают полученные данные (табл. 1), состав вод является достаточно стабильным в течение всего периода наблюдений (более 15 лет): воды постоянно являются исключительно маломинерализо-

ванными (сумма ионов от 261 до 404 мг/л), сильнощелочными (рН от 9,0 до 10,3),  $\text{HCO}_3\text{--Na}$  (содовыми), отличаются низким содержанием ионов  $\text{SO}_4$ , Cl, Ca, Mg, K, Fe, B,  $\text{C}_{\text{орг}}$ , но повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (от 16,1 до 31,0 мг/л). Температура вод на устье равна 21–23°C, среда восстановительная (глеевая) *Eh* от –208 до –86 мВ. Незначительные колебания состава, которые наблюдаются в течение года, обусловлены влиянием вод верхних горизонтов, с которыми щелочные воды частично смешиваются при подходе к дневной поверхности. По составу эти воды близки азотным термам Забайкалья [7].

Выше- и нижележащие воды Чулымского бассейна отличаются пониженным значением рН (6,8–8,6). При этом вышезалегающие воды являются пресными (до 0,6 г/л) гидрокарбонатными кальциевыми или кальциево-магниевыми. Нижезалегающие воды являются солоноватыми (до 3,6 г/л) гидрокарбонатными натриевыми (содовыми), еще ниже – солеными (до 24 г/л) хлоридными натриевыми.

В газовом составе преобладает азот (76–77%), затем кислород (18–19%), в небольших количествах присутствует метан (0,5%). До 1994 г. в воде отмечалось присутствие сероводорода, но в дальнейшем он не обнаруживался.

Таблица 1

Химический состав высокощелочных вод, мг/л

|                                                                | рН                                                                 | $\Sigma^*$ | $\text{HCO}_3^-$ | $\text{CO}_3^{2-}$ | $\text{SO}_4^{2-}$ | Cl <sup>-</sup> | $\text{Ca}^{2+}$ | $\text{Mg}^{2+}$ | $\text{Na}^+$ | $\text{SiO}_2$ | $\text{C}_{\text{орг}}$ |
|----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|------------|------------------|--------------------|--------------------|-----------------|------------------|------------------|---------------|----------------|-------------------------|
| Дата отбора                                                    | Скважина Чулымская, глубина 1 266–1 277 м ( <i>K<sub>1</sub></i> ) |            |                  |                    |                    |                 |                  |                  |               |                |                         |
| 26.12.1994                                                     | 9,5                                                                | 364        | 162              | 28                 | –                  | 7,1             | 2,0              | –                | 85,0          | 26,6           | –                       |
| 28.04.1995                                                     | 9,5                                                                | 358        | 161              | 28                 | 4,4                | 7,1             | 2,0              | –                | 87,0          | 26,4           | 6,5                     |
| 29.09.1995                                                     | 9,6                                                                | 372        | 150              | 33                 | 20,4               | 7,1             | 2,0              | –                | 94,5          | 20,6           | 5,8                     |
| 21.11.1995                                                     | 9,8                                                                | 385        | 130              | 46                 | 14,8               | 10,6            | 3,0              | –                | 95,4          | 26,4           | 9,8                     |
| 24.02.2000                                                     | 10,3                                                               | 280        | 73               | 82                 | 2,0                | 4,9             | 4,0              | 2,0              | 89,0          | –              | –                       |
| 28.06.2000                                                     | 9,8                                                                | 261        | 141              | 50                 | 2,5                | 4,2             | 2,0              | 1,0              | 92,0          | –              | 4,1                     |
| 23.08.2000                                                     | 9,5                                                                | 268        | 169              | 30                 | 8,8                | 4,2             | 2,0              | 2,0              | 87,8          | –              | –                       |
| 07.10.2000                                                     | 9,0                                                                | 404        | 209              | 12                 | 13,2               | 17,7            | 5,0              | 0,2              | 99,3          | 26,2           | –                       |
| 28.09.2006                                                     | 9,6                                                                | 309        | 162              | 36                 | 9,6                | 1,5             | 0,4              | 0,1              | 94,0          | 16,1           | –                       |
| 11.08.2010                                                     | 9,3                                                                | 316        | 178              | 19                 | 8,3                | 1,8             | 1,2              | 0,5              | 85,0          | 22,1           | 1,6                     |
| 06.04.2011                                                     | 10,1                                                               | 296        | 102              | 65                 | 7,7                | 1,7             | 0,7              | 0,1              | 94,1          | 31,0           | 1,2                     |
| 12.07.2013                                                     | 9,1                                                                | 318        | 180              | 30                 | 11,4               | 1,8             | 3,0              | 0,1              | 91,3          | 23,8           | 1,3                     |
| Глубина отбора, м                                              | Скважина Касская                                                   |            |                  |                    |                    |                 |                  |                  |               |                |                         |
| 640–710 ( <i>K<sub>2</sub></i> )                               | 9,9                                                                | 0,2        | 70               | 30                 | –                  | 16              | 9,0              | 6,0              | 45            | –              | –                       |
| 1 030–1 040 ( <i>K<sub>1</sub></i> )                           | 9,5                                                                | 0,6        | 260              | 50                 | –                  | 60              | 5,5              | 3,5              | 162           | –              | –                       |
| Азотные термы гидрокарбонатного натриевого типа Забайкалья [7] |                                                                    |            |                  |                    |                    |                 |                  |                  |               |                |                         |
| Средние значения по 18 родникам                                | 9,1                                                                | 396        | 132              | 13,6               | 27,3               | 17,3            | 2,2              | 0,1              | 98,8          | 85,7           | –                       |

\* Сумма ионов, прочерк – нет данных.

### Микрокомпонентный состав вод

Микрокомпонентный состав вод представлен в табл. 2. Всего были проанализированы три пробы воды из опорной скважины Чулымской: две пробы (2010, 2013 гг.) в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы и одна проба (2010 г.) – в химико-аналитическом центре «Плазма». Определено содержание 64 элементов.

Результаты двух лабораторий достаточно сопоставимы. Исключения составляют такие элементы, как ванадий, хром и марганец, содержания которых определены в «Плазме» в 10–500 раз выше, чем в лабора-

тории Франции. Примем этот факт за техническую ошибку, поскольку в лаборатории г. Тулузы все-таки проанализированы две пробы.

Все элементы, кроме Na, Si, Sc, I, Ga и As, не превышают среднего значения по водам зоны гипергенеза [16].

В сопоставимых содержаниях – Na, F, Si, Ga, As, Br, J.

В десятки раз меньше – Li, Be, B, Al, K, Ca, Ti, Cr, Fe, Cu, Zn, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Sb, Cs, Ba, Pb.

В сотни раз меньше – Mn, Co, Ni, Zr, Nb, Cd, Sn, La, Th, U.

В тысячи раз меньше – Mg, V.

Микрокомпонентный состав воды из скважины Чулымской, ICP – MS, мкг/л (\*нг/л)

| Компонент | Содержание   |               |               | Среднее для зоны гипергенеза [16] | Компонент | Содержание  |      |      | Среднее для зоны гипергенеза [16] |
|-----------|--------------|---------------|---------------|-----------------------------------|-----------|-------------|------|------|-----------------------------------|
|           | 1            | 2             | 3             |                                   |           | 1           | 2    | 3    |                                   |
| Li        | –            | 3,1           | 2,0           | 13,0                              | Ag        | 0,01        | –    | нпо  | 0,26                              |
| Be        | 0,05         | –             | –             | 0,19                              | Cd*       | 1,1         | 3,6  | 5,3  | 240,0                             |
| B         | 3,4          | 12,3          | 8,2           | 77,9                              | In*       | 0,1         | 9,0  | 16,9 | –                                 |
| Na        | –            | <b>96 157</b> | <b>90 287</b> | 67 600                            | Sn        | 0,003       | 0,09 | 0,08 | 0,39                              |
| Mg        | –            | 34            | 23            | 18 200                            | Sb        | 0,02        | 0,04 | 0,03 | 0,68                              |
| F         | 180,0        | –             | –             | 480,0                             | Te        | 0,006       | –    | –    | –                                 |
| Al        | 20,0         | 31,2          | 25,8          | 226,0                             | J         | <b>22,0</b> | –    | –    | 8,0                               |
| Si        | –            | <b>8 770</b>  | <b>14 000</b> | 8 300                             | Cs        | 0,01        | 0,01 | 0,04 | 0,26                              |
| P         | –            | 45,9          | 48,6          | 58,0                              | Ba        | 0,9         | 2,5  | 2,7  | 18,3                              |
| K         | –            | 336           | 305           | 5150                              | Hf*       | 0,2         | 0,8  | 26,3 | –                                 |
| Ca        | –            | 1 588         | 840           | 39 200                            | Ta        | –           | –    | нпо  | –                                 |
| Sc        | <b>3,70</b>  | <b>2,44</b>   | –             | 0,07                              | W         | –           | 0,11 | 0,13 | –                                 |
| Ti        | 0,64         | 1,3           | нпо           | 17,4                              | Re        | –           | 9,1  | нпо  | –                                 |
| V         | <b>4,6</b>   | 0,01          | 0,02          | 1,34                              | Tl*       | –           | 6,0  | –    | –                                 |
| Cr        | <b>4,1</b>   | 0,64          | 0,51          | 3,03                              | Pb        | 0,39        | 0,08 | 0,59 | 2,97                              |
| Mn        | <b>112,0</b> | 1,9           | 0,6           | 54,5                              | Bi*       | –           | 0,39 | 0,38 | –                                 |
| Fe        | –            | 10,7          | 11,9          | 481,0                             | La*       | 5,0         | 0,8  | 5,1  | 670,0                             |
| Co        | 0,003        | нпо           | нпо           | 0,39                              | Ce*       | 8,1         | 9,8  | 16,1 | –                                 |
| Ni        | 0,13         | 0,08          | нпо           | 3,58                              | Pr*       | 1,9         | 1,0  | 9,1  | –                                 |
| Cu        | 1,59         | 0,23          | 0,61          | 5,58                              | Nd*       | 2,0         | 8,9  | нпо  | –                                 |
| Zn        | 14,1         | 36,7          | 5,98          | 41,4                              | Sm*       | 1,6         | 1,7  | 6,0  | –                                 |
| Ga        | 0,31         | <b>0,60</b>   | <b>0,45</b>   | 0,37                              | Eu*       | нпо         | 1,1  | 19,5 | –                                 |
| Ge        | 1,1          | 2,3           | –             | –                                 | Gd*       | 0,4         | 2,8  | нпо  | –                                 |
| As        | 0,9          | <b>2,7</b>    | <b>3,0</b>    | 1,5                               | Tb*       | 0,3         | 0,2  | 4,3  | –                                 |
| Se        | 0,13         | –             | нпо           | 0,72                              | Dy*       | 0,4         | 2,8  | 16,8 | –                                 |
| Br        | 66,0         | –             | –             | 85,2                              | Ho*       | 0,4         | 0,4  | 1,2  | –                                 |
| Rb        | 0,14         | 0,24          | 0,27          | 1,86                              | Er*       | 1,0         | 0,1  | 7,2  | –                                 |
| Sr        | –            | 33,0          | 24,7          | 183                               | Tm*       | 0,3         | 0,2  | 10,8 | –                                 |
| Y         | 0,006        | 0,007         | –             | –                                 | Yb*       | нпо         | 0,2  | 13,5 | –                                 |
| Zr        | 0,019        | 0,022         | 0,04          | 1,20                              | Lu*       | нпо         | 0,4  | 5,9  | –                                 |
| Nb        | 0,002        | нпо           | –             | 0,450                             | Th*       | –           | нпо  | 0,4  | 240,0                             |
| Mo        | 0,43         | 0,71          | 0,55          | 1,75                              | U*        | –           | 3,1  | 3,1  | 1 310,0                           |

Примечание. 1 – определения проводились в химико-аналитическом центре «Плазма» (г. Томск) в 2010 г.; 2–3 – в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы (Франция) в 2010 г. и в 2013 г. соответственно. Прочерк – определения не проводились; жирным шрифтом отмечены превышения относительно среднего для зоны гипергенеза; курсивом – сомнительные анализы; нпо – не определилось.



Рис. 1. Схема расположения объекта исследования: 1 – граница Западно-Сибирского артезианского бассейна; 2 – область распространения Чулымского артезианского бассейна; 3 – скважины; 4 – направление движения подземных вод; 5 – скважины с сильнощелочными водами (pH > 9)

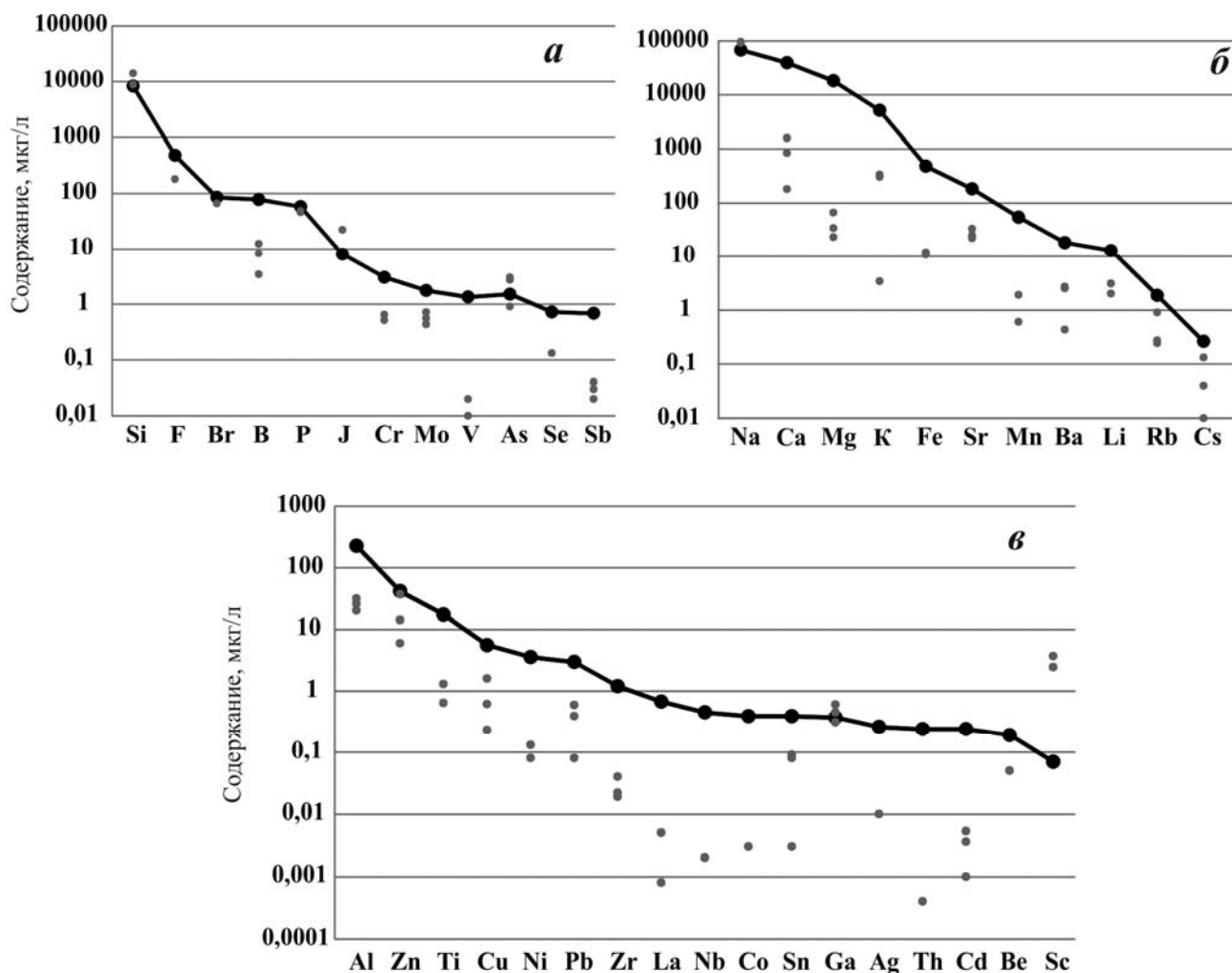


Рис. 2. Содержания аниогенных (а), катиогенных (б) элементов и элементов-комплексобразователей (в) в воде относительно средних значений для вод зоны гипергенеза (жирная линия)

Такие элементы, как Ti, Co, Ni, Se, Nb, Ag, Ta, Re, Nd, Eu, Gd, Yb, Lu, Th присутствуют в содержаниях ниже пределов обнаружения.

Бедность микрокомпонентами свидетельствует о низкой минерализации вод и высокой скорости водообмена, еще раз косвенно подтверждая инфильтрационное происхождение вод.

Превышения содержаний относительно среднего для зоны гипергенеза по Na, Si, Ga и As незначительные, в 1,5–2 раза. Концентрации J превышены в 3 раза. Самое высшее превышение по Sc – в 50 раз. Последний факт заслуживает пристального внимания при дальнейших исследованиях.

Превышение по натрию объясняется гидрокарбонатным натриевым (содовым) составом вод, тогда как для вод зоны гипергенеза более характерен гидрокарбонатный кальциевый состав.

Высокие концентрации мышьяка характерны для щелочных подземных вод натриевого состава, особенно формирующихся в осадочных породах (среднее содержание As в таких породах повышено до  $n \cdot 10^{-3}\%$ ). В случае минерализованных вод (при большом времени взаимодействия вод с породой) содержание As может достигать единиц и даже сотен мг/л. Поэтому выходы таких подземных вод на поверхность создают эффект безрудных гидрогеохимических аномалий [17].

Такая же ситуация с кремнием и йодом. Это объясняется тем, что в щелочных водах более активно мигрируют *аниогенные элементы* [18], т.е. образующие небольшие отрицательно заряженные ионы (B, C, Si, N, P, V, Cr, S, Se, Te, W, F, Cl, Br, I, Ge, As, Sb, Mo, Re). Тогда как *катиогенные элементы*, т.е. образующие большие положительно заряженные ионы (Li, Na, K, Rb, Tl, Cs, Sr, Ba, Ra,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ), в щелочных условиях формируют слаборастворимые соединения, осаждаются и, следовательно, миграция их затруднена (рис. 2).

По формам миграции между группами аниогенных и катиогенных элементов есть группа *элементов-гидролизаторов* или *элементов-комплексобразователей*, в которую входят все остальные элементы. Эти элементы, с одной стороны, характеризуются низкой растворимостью гидроксидных соединений, с другой – способны к образованию многочисленных хорошо растворимых комплексных соединений с ведущими катионами подземных вод. В исследуемых щелочных водах накопление их также затруднено, исключение составляют скандий и галлий.

Учитывая вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

В Чулымском бассейне в отложениях мела и юры на глубинах до 600–1 300 м сложились благоприятные гидрогеологические условия для формирования прес-

ных подземных вод: наличие стока пресных трещинно-жилых вод Алтае-Саянского горного обрамления по зоне глубинных разломов в сторону бассейна, большие мощности песчаников с высокими значениями пористости, отсутствие выраженных водоупоров. Наиболее детально состав данных вод исследован в скважине Чулымской, где добывается питьевая лечебно-столовая вода «Омега». Это воды сильнощелочные, содовые, по генезису – инфильтрационные, циркулируют в зоне активного водообмена, что подтверждается данными химического, газового и изотопного составов. По составу эти воды близки азотным термам Забайкалья.

Впервые исследован микрокомпонентный состав данных вод, который подтвердил уже ранее выдвинутое их инфильтрационное происхождение благодаря изотопному и химическому анализу [8–10]. Все элементы, кроме Na, Si, Sc, I, Ga и As, не превышают

среднего значения по водам зоны гипергенеза. Такие элементы, как Ti, Co, Ni, Se, Nb, Ag, Ta, Re, Nd, Eu, Gd, Yb, Lu, Th, присутствуют в содержаниях ниже пределов обнаружения. В таких щелочных условиях лучше мигрируют аниогенные элементы, чем и объясняется превышения по Si, I и As. Катиогенные элементы и элементы-комплексобразователи хуже мигрируют в щелочной среде. Исключением являются Sc и Ga. Самое высокое превышение по скандию – в 50 раз, изучение причин этого явления будет следующим этапом исследований данных уникальных вод.

*Автор благодарит научного сотрудника ТФ ИНГГ СО РАН Ирину Сергеевну Иванову за анализирование проб вод на масс-спектрометре в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы (Франция), а также своего научного консультанта профессора Степана Львовича Шварцева.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Barnes I., Presser T.S., Saines M., Dickson P., Koster van Groos A.F. Geochemistry of highly basic calcium hydroxide groundwater in Jordan // Chem. Geol. 1982. V. 35, № 1–2. P. 147–154.
2. Neal C., Stanger G. Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman // Earth and Planet Sci. Lett. 1983. V. 66. P. 315–320.
3. Marques J.M., Matias M.J., Basto M.J., Graça R.C., Aires-Barros L., Andrade M., Carreira P.M., Goff F., Rocha L. Water–Rock interaction responsible for the origin of high pH mineral waters (Central Portugal) // Proc. of the 11<sup>th</sup> inter. symp. on Water–Rock Interaction. Saratoga Springs. 2004. P. 293–297.
4. Cipolli F., Gambardella B., Marini L., Ottonello G., Zuccolini M.V. Geochemistry of high-pH waters from serpentinites of the Gruppo di Voltri (Genova, Italy) and reaction path modeling of CO<sub>2</sub> sequestration in serpentinite aquifers // Applied Geochemistry. 2004. № 19 (5). P. 787–802.
5. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 296 с.
6. Ishikuni M., Suzuki R., Tsurumi M. Alkaline spring waters as a product of water-rock interaction // Geochemistry. 1982. V. 16, № 1. P. 25–29.
7. 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.
8. Лепкурова О.Е., Зятева О.Ф. Химический состав минеральной воды «Омега» (Томская область) // Известия ТПУ. 2011. Т. 319, № 1. С. 172–177.
9. Лепкурова О.Е. Геохимия уникальных пресных щелочных вод Чулымского бассейна // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 365. С. 181–186.
10. Лепкурова О.Е., Шварцев С.Л. Формирование уникальных щелочных вод в Чулымском бассейне // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней: материалы Всерос. форума с междунар. участием. Томск: Изд-во Том. политехн. ун-та, 2013. С. 520–524.
11. Гидрогеология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 18. 479 с.
12. Озерский А.Ю. Гидрогеохимические условия глубоких горизонтов юго-восточной окраины Западно-Сибирского артезианского бассейна // Гидрогеохимия осадочных бассейнов. Томск: НТЛ, 2007. С. 125–131.
13. Панов Е.А. Состояние и перспективы изучения и освоения Чулымо-Енисейской провинции питьевых подземных вод // Подземная гидросфера. Иркутск: Географ, 2012. С. 369–373.
14. Пояркова З.Н., Розин А.А., Шевченко С.А. Сводный отчет по Чулымской опорной скважине. Л.: ВНИГРИ, 1957. 154 с.
15. Ермашова Н.А., Никонов Б.С. Отчет гидрогеохимической партии за 1976–1982 гг. ОФТГПИ. 1982. 490 с.
16. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
17. Крайнов С.Р., Волков Г.А., Петрова Н.Г., Батурина И.В. Мышьяк содержащие углекислые воды Кавказа (особенности распространения, химический состав) // Геохимия. 1974. № 2. С. 212–227.
18. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеиц В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. 2-е изд., доп. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 7 мая 2014 г.

## TRACE ELEMENTS IN HIGHLY ALKALINE WATER IN THE CHULYMSKAYA WELL ("OMEGA", TOMSK REGION)

*Tomsk State University Journal. No. 385 (2014), 181–186. DOI: 10.17223/15617793/385/32*

**Lepokurova Olesya E.** Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics of Trofimuk of the Siberian Branch of the RAS Tomsk Division, Tomsk Polytechnic University (Tomsk, Russian Federation). E-mail: LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru

**Key words:** sodium water; alkaline water "Omega"; basin of Chulym; macro and trace elements.

*This work was supported by a grant of RFBR №14-05-31095-mol\_a, №13-05-98070-r\_sibir\_a and №13-05-00062\_a, 14-05-00171\_a.*

In the article the spatial distribution, geological and hydrogeological conditions, the unique chemical composition of groundwater of the Chulym basin are investigated. Uniqueness of them is that they are very fresh (salinity 0.25–0.6 g/l), but highly alkaline (pH 9.1–10.3). Such alkaline water is known in some parts of the world and is associated with igneous rocks. It is shown that alkaline water in the basin of the Chulym distributed in sedimentary rocks: sands, sandstones and siltstones of the Ilekskaya suite. Here, in the Cretaceous and Jurassic deposits, at depths of 600–1300 m the hydrogeological conditions are favorable for the formation of fresh groundwater: flow of fresh fractured water of the Altai-Sayan mountain framing in the deep faults zone towards the basin, large capacities of sandstones with high porosity, absence of pronounced aquiclude. The composition of water in the Chulymskaya well is studied in

most detail, where the drinking medicinal table water "Omega" is got. This water is highly alkaline, sodium, infiltration by genesis; they circulate in the zone of active water exchange, which was confirmed by the chemical, gas and isotopic compositions. By the composition these water are similar to the nitrogen terms of Zabaikalye. Also we studied the published data of the chemical composition of 12 wells in the area, where water similar in composition was found at depths of 300-2000 m: fresh sodium with relatively alkaline reaction (pH 8 to 9). It is the first time that we have studied the trace elements of water by the mass spectral method of analysis (ICP-MS) based on the three samples analyzed in two different organizations: in the chemical analysis center Plazma (Tomsk) and in the Laboratory of Geosciences and Environment of Toulouse (CNRS, France). The result confirmed the origin of water as infiltration, the previous conclusion had been made by the results of isotopic and chemical analyzes. All elements, except Na, Si, Sc, I, Ga and As, do not exceed the average value on waters of the hyper-genesis zone. Elements such as Ti, Co, Ni, Se, Nb, Ag, Ta, Re, Nd, Eu, Gd, Yb, Lu, Th are present in the contents below the detection limit. In such alkaline conditions anionic elements migrate better, which explains the excessive Si, I and As. Cationic elements and complex elements in migrate worse the alkaline environment. Exceptions are Sc and Ga. The excess of scandium is by 50 times, the study of the reasons of this phenomenon will be the next stage of the research of these unique waters.

## REFERENCES

1. Barnes I., Presser T.S., Saines M., Dickson P., Koster van Groos A.F. Geochemistry of highly basic calcium hydroxide groundwater in Jordan. *Chem. Geol.*, 1982, vol. 35, no 1-2, pp.147-154. DOI: 10.1016/0009-2541(82)90024-9
2. Neal C., Stanger G. Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 66, pp. 315-320. DOI: 10.1016/0012-821X(83)90144-9
3. Marques J.M., Matias M.J., Basto M.J., Graça R.C., Aires-Barros L., Andrade M., Carreira P.M., Goff F., Rocha L. Water-Rock interaction responsible for the origin of high pH mineral waters (Central Portugal). *Proc. of the 11<sup>th</sup> inter. symp. on Water-Rock Interaction*. Saratoga Springs, 2004, pp. 293-297.
4. Cipolli F., Gambardella B., Marini L., Ottonello G., Zuccolini M. V. Geochemistry of high-pH waters from serpentinites of the Gruppo di Voltri (Genova, Italy) and reaction path modeling of CO<sub>2</sub> sequestration in serpentinite aquifers. *Applied Geochemistry*, 2004, vol. 19, issue 5, pp. 787-802. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2003.10.007
5. Kraynov S.R. *Geokhimiya redkikh elementov v podzemnykh vodakh (v svyazi s geokhimicheskimi poiskami mestorozhdeniy)* [Geochemistry of trace elements in groundwater (due to geochemical prospecting of deposits)]. Moscow: Nedra Publ., 1973. 296 p.
6. Ishikuni M., Suzuki R., Tsurami M. Alkaline spring waters as a product of water-rock interaction. *Geochemistry*, 1982, vol. 16, no. 1, pp. 25-29.
7. Plyusnin A.M., Zamana L.V., Shvartsev S.L., Tokarenko O.G., Chernyavskiy M.K. Hydrogeochemical peculiarities of the composition of nitric thermal waters in the Baikal rift zone. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 5, pp. 647-664. (In Russian).
8. Lepokurova O.E., Zyateva O.F. Khimicheskiy sostav mineral'noy vody "Omega" (Tomskaya oblast') [The chemical composition of mineral water "Omega" (Tomsk Region)]. *Izvestiya TPU – Bulletin of Tomsk Polytechnic University*, 2011, vol. 319, no. 1, pp. 172-177.
9. Lepokurova O.E. Geochemistry of unique fresh alkaline water basin of the Chulym. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta – Tomsk State University Journal*, 2012, no. 365. pp. 181-186. (In Russian).
10. Lepokurova O.E., Shvartsev S.L. [Formation of unique alkaline water in the Chulym basin]. *Razvitie mineral'no-syr'evoy bazy Sibiri: ot Obrucheva V.A., Usova M.A., Urvantseva N.N. do nashikh dney: materialy Vserossiyskogo foruma s mezhdunarodnym uchastiem* [Development of mineral resources base of Siberia: from V.A. Obruchev, M.A. Usov, N.N. Urvantsev to the present day: Proceedings of All-Russian forum with international participation]. Tomsk: Tomsk Polytechnic University Publ., 2013, pp. 520-524. (In Russian).
11. *Gidrogeologiya SSSR. Tom 18* [Hydrogeology of the USSR. Volume 18]. Moscow: Nedra Publ., 1972. 479 p.
12. Ozerskiy A.Yu. *Gidrogeokhimicheskie usloviya glubokikh gorizontov yugo-vostochnoy okrainy Zapadno-Sibirskogo arteziyskogo basseyna* [Hydrogeochemical conditions of the deep horizons of the southeastern margin of the West Siberian artesian basin]. In: *Gidrogeokhimiya osadochnykh basseynov* [Hydrogeochemistry of sedimentary basins]. Tomsk: NTL Publ., 2007, pp. 125-131.
13. Panov E.A. [Status and prospects of the study and development of the Chulym-Yenisei province of underground drinking water]. *Podzemnaya gidrosfera. Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya po podzemnym vodam vostoka Rossii* [Underground Hydrosphere. Proc. of the National Conference on Groundwater of the East of Russia] Irkutsk: OOO "Geograf" Publ., 2012, pp. 369-373.
14. Poyarkova Z.N., Rozin A.A., Shevchenko S.A. *Svodnyy otchet po Chulymskoy opornoy skvazhine* [Summary report on the Chulym key well]. Leningrad: VNIGRI Publ., 1957. 154 p.
15. Ermashova N.A., Nikonov B.S. *Otchet gidrogeokhimicheskoy partii za 1976 – 1982 gg.* [Report of the Hydrogeochemical Team for 1976-1982]. OFTGGP Publ., 1982. 490 p.
16. Shvartsev S.L. *Gidrogeokhimiya zony gipergeneza* [Hydrogeochemistry of the hyper-genesis zone]. Moscow: Nedra Publ., 1998. 366 p.
17. Kraynov S.R., Volkov G.A., Petrova N.G., Baturinskaya I.V. Mysh'yak sodержashchie uglekislye vody kavkaza (osobennosti rasprostraneniya, khimicheskiy sostav) [Arsenic-containing carbonated water of the Caucasus (features of distribution, chemical composition)]. *Geokhimiya*, 1974, no. 2, pp. 212-227.
18. Kraynov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. *Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskie, prikladnye i ekologicheskie aspekty* [Geochemistry of groundwater. Theoretical, applied and environmental aspects]. Moscow: TsentrLitNefteGaz Publ., 2012. 672 p.

Received: 07 May 2014